

BARBARA TRZASKOS

**ANISOTROPIA ESTRUTURAL DE ARENITOS
DO GRUPO ITARARÉ, PERMOCARBONÍFERO
DA BACIA DO PARANÁ**

Tese apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Geologia, Área de Concentração em Geologia Exploratória, da Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Geologia.

Orientador:
Prof. Dr. Sidnei Pires Rostirolla

Co-orientador:
Prof. Dr. Augustinho Rigoti

CURITIBA
2006

FF
Minha melhor descoberta

SUMÁRIO

| | |
|---|------------|
| LISTA DE ILUSTRAÇÕES | iii |
| LISTA DE TABELAS | iv |
| AGRADECIMENTOS | v |
| RESUMO | vi |
| ABSTRACT | vii |
| | |
| CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO | 1 |
| 1.1. APRESENTAÇÃO E JUSTIFICATIVA DO ESTUDO REALIZADO | 1 |
| 1.2. OBJETIVOS | 5 |
| 1.3. ÁREA DE ESTUDO | 5 |
| 1.4. ESTRUTURA DA TESE | 9 |
| | |
| CAPÍTULO 2 - MÉTODOS E REVISÃO CONCEITUAL | 10 |
| 2.1. MÉTODOS | 10 |
| 2.1.1. Pesquisa bibliográfica | 10 |
| 2.1.2. Análise de sensores remotos | 11 |
| 2.1.3. Atividades de campo | 14 |
| 2.1.4. Amostragem de bandas de deformação em afloramentos | 14 |
| 2.1.5. Amostragem de bandas de deformação em testemunhos | 17 |
| 2.1.6. Impregnação e laminação de amostras friáveis | 19 |
| 2.1.7. Microscopia ótica | 20 |
| 2.1.8. Catodoluminescência | 21 |
| 2.1.9. Microscopia eletrônica de varredura (MEV) | 22 |
| 2.1.10. Tratamento e organização dos dados estruturais | 23 |
| 2.1.11. Interpretação dos resultados | 23 |
| 2.2. TERMINOLOGIA EMPREGADA | 24 |
| 2.2.1. Conceitos básicos | 24 |
| 2.2.2. Indicadores cinemáticos rúpteis | 27 |
| 2.2.3. Elementos formadores das bandas de deformação | 30 |
| | |
| CAPÍTULO 3 - TECTÔNICA DA BACIA DO PARANÁ | 32 |
| 3.1. EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR | 35 |
| 3.1.1. Seqüência Neo-ordoviciano – Eossiluriana | 35 |
| 3.1.2. Seqüência Neossiluriana – Neodevoniana | 39 |
| 3.1.3. Seqüência Neocarbonífera – Eotriássica | 41 |
| 3.1.4. Seqüência Meso-Neotriássica | 44 |
| 3.1.5. Seqüência Neojurássica – Eocretácea | 45 |
| 3.1.6. Seqüência Eo-Neocretácea | 46 |
| 3.2. ARCABOUÇO ESTRUTURAL | 47 |

| | |
|---|------------|
| CAPÍTULO 4 – ANÁLISE ESTRUTURAL DO GRUPO ITARARÉ | 52 |
| 4.1. ARCABOUÇO REGIONAL | 53 |
| 4.1.1. Estruturas observadas em imagens | 54 |
| 4.1.2. Elementos estruturais observados em campo | 61 |
| 4.1.3. Análises Cinemática e Dinâmica | 66 |
| 4.1.3.1. <i>Evento D1</i> | 68 |
| 4.1.3.2. <i>Evento D2</i> | 69 |
| 4.1.3.3. <i>Evento D3</i> | 72 |
| 4.1.4. Discussão | 73 |
| 4.2. CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DE ARENITOS | 77 |
| 4.2.1 Contexto estratigráfico | 77 |
| 4.2.2. Arenito Vila Velha | 78 |
| 4.2.2.1. <i>Análise descritiva</i> | 80 |
| 4.2.2.2. <i>Análises cinemática e dinâmica</i> | 83 |
| 4.2.3. Arenito Barreiro | 86 |
| 4.2.3.1 <i>Análise descritiva</i> | 88 |
| 4.2.3.2 <i>Análises cinemática e dinâmica</i> | 88 |
| 4.2.4. Arenitos Lapa e Pedra Alta | 90 |
| 4.2.4.1 <i>Análise descritiva</i> | 91 |
| 4.2.4.2 <i>Análises cinemática e dinâmica</i> | 91 |
| 4.3. EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR | 94 |
| CAPÍTULO 5 - BANDAS DE DEFORMAÇÃO | 98 |
| 5.1. CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS | 100 |
| 5.1.1. Amostras de superfície | 100 |
| 5.1.2. Amostras de testemunhos | 103 |
| 5.2. CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS | 106 |
| 5.2.1. Rocha parental | 106 |
| 5.2.2. Bandas Fraturadas | 111 |
| 5.2.3. Bandas com Cominuição dos grãos | 116 |
| 5.2.4. Bandas de deformação em testemunhos | 124 |
| 5.3. DISCUSSÃO | 128 |
| CAPÍTULO 6 – CONSIDERAÇÕES FINAIS | 134 |
| 6.1. IMPLICAÇÕES EXPLORATÓRIAS | 134 |
| 6.2. CONCLUSÕES | 139 |
| REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 142 |

ÍNDICE DE ILUSTRAÇÕES

CAPÍTULO 1

| | |
|---|---|
| Figura 1.1 – Localização e contexto geológico regional | 7 |
| Figura 1.2 – Contexto geológico e a localização das principais rodovias e municípios | 8 |

CAPÍTULO 2

| | |
|---|----|
| Figura 2.1 – Articulação das imagens de satélite Landsat 7 ETM+. | 12 |
| Figura 2.2 – Interpretação das imagens de satélite 221/077 e 221/078. | 13 |
| Figura 2.3 – Mapa de localização dos 173 pontos descritos | 15 |
| Figura 2.4 – Mapa de localização dos pontos amostrados | 16 |
| Figura 2.5 – Diagrama esquemático com posicionamento espacial do plano XZ | 17 |
| Figura 2.6 – Mapa de localização dos poços com amostragem de testemunhos | 19 |
| Figura 2.7 – Tipos de deformação controlada pelo regime reológico | 25 |
| Figura 2.8 – Seção esquemática das superfícies planares S e C | 26 |
| Figura 2.9 – Modelo físico simulando o desenvolvimento de uma falha direcional | 28 |
| Figura 2.10 – Esquema do elipsóide de deformação e a das estruturas formadas | 29 |
| Figura 2.11 – Esquema ilustrando o método utilizado para inferir a lineação | 29 |

CAPÍTULO 3

| | |
|--|----|
| Figura 3.1 – Mapa síntese da situação tectônica da porção sul da América Latina | 33 |
| Figura 3.2 – Localização e esboço geológico da Bacia do Paraná | 34 |
| Figura 3.3 – Modelos de reconstituição estrutural do embasamento da Bacia do Paraná | 36 |
| Figura 3.4 – Carta estratigráfica da Bacia do Paraná | 37 |
| Figura 3.5 – Mapa de isópacas do Grupo Itararé | 43 |
| Figura 3.6 – Localização dos principais elementos tectônicos da Bacia do Paraná | 48 |
| Figura 3.7 – Seção regional cruzando a área do Arco de Ponta Grossa | 49 |

CAPÍTULO 4

| | |
|--|----|
| Figura 4.1 – Mapas de frequência e comprimento acumulado | 53 |
| Figura 4.2 – Mapa geológico da área de estudo e lineamentos interpretados | 57 |
| Figura 4.3 – SRTM da região central do Arco de Ponta Grossa | 59 |
| Figura 4.4 – Modelo SRTM do flanco sul do Arco de Ponta Grossa | 60 |
| Figura 4.5 – Diagramas estereográficos de juntas. | 61 |
| Figura 4.6 – Estruturas rúpteis observadas em arenitos | 63 |
| Figura 4.7 – Fotos de campo de elementos estruturais em folhelhos e diamictitos | 64 |
| Figura 4.8 – Fotos de campo dos principais indicadores cinemáticos | 65 |
| Figura 4.9 – Diagrama estereográfico sinóptico dos planos de falha | 67 |
| Figura 4.10 – Diagramas estereográficos sinópticos dos paleotensores | 68 |
| Figura 4.11 – Diagramas síntese das paleotensões dos três eventos deformacionais | 68 |
| Figura 4.12 – Lineamentos interpretados e diagramas estereográficos das falhas | 70 |
| Figura 4.13 – Principais lineamentos interpretados e diagramas estereográficos | 71 |
| Figura 4.14 – Perfis estratigráficos do Grupo Itararé | 78 |
| Figura 4.15 – Mapa geológico lito-estrutural do Grupo Itararé na área de Vila Velha | 79 |
| Figura 4.16 – Modelo digital de elevação (MDE) de uma porção do flanco sul | 81 |
| Figura 4.17 - Mapa de lineamentos extraídos de imagem de satélite e MDE | 82 |
| Figura 4.18 – Fotografias das estruturas rúpteis observadas em campo | 83 |
| Figura 4.19 – Fotografia aérea e localização dos planos estriados na Fazenda Rivadávia | 85 |
| Figura 4.20 – Diagramas estereográficos das paleotensões | 86 |
| Figura 4.21 – Mapa geológico simplificado da parte leste do arenito Barreiro | 87 |
| Figura 4.22 – Fotografias das estruturas rúpteis observadas em campo | 89 |
| Figura 4.23 – Mapa esquemático do Arenito Barreiro e diagramas estereográficos | 90 |
| Figura 4.24 – Mapa geológico lito-estrutural na área dos arenitos Lapa e Pedra Alta | 92 |
| Figura 4.25 – Fotografias das estruturas rúpteis observadas em campo | 93 |
| Figura 4.26 – Seção geológica transversal ilustrando o arcabouço estutural/estratigráfico | 96 |

CAPÍTULO 5

| | |
|--|-----|
| Figura 5.1 – Bandas de deformação observadas em arenitos do Grupo Itararé | 102 |
| Figura 5.2 – Fotografia das principais estruturas rúpteis observadas em testemunhos | 104 |
| Figura 5.3 – Fotografia das principais estruturas rúpteis observadas em testemunhos | 105 |
| Figura 5.4 – Fotografia das principais estruturas rúpteis observadas em testemunhos | 106 |
| Figura 5.5 – Fotomicrografias de rochas parentais | 108 |
| Figura 5.6 – Fotomicrografias de rochas parentais | 109 |
| Figura 5.7 – Fotomicrografias de amostras de rochas parentais sob luz paralela e sob catodoluminescência | 110 |
| Figura 5.8 – Fotomicrografias das bandas de deformação fraturadas | 112 |
| Figura 5.9 – Fotomicrografias das bandas de deformação fraturadas | 114 |
| Figura 5.10 – Fotomicrografias de amostras de bandas fraturadas observadas sob luz paralela e sob catodoluminescência | 115 |
| Figura 5.11 – Fotomicrografias de bandas fraturadas ao Microscópio Eletrônico de Varredura | 117 |
| Figura 5.12 – Fotomicrografias de bandas de deformação com zonas de <i>gouge</i> | 120 |
| Figura 5.13 – Fotomicrografias de bandas de deformação com zonas de <i>gouge</i> | 121 |
| Figura 5.14 – Fotomicrografias de amostras de bandas com cominuição dos grãos sob luz paralela e sob catodoluminescência | 122 |
| Figura 5.15 – Fotomicrografias de bandas caracterizadas pela cominuição dos grãos ao Microscópio Eletrônico de Varredura | 123 |
| Figura 5.16 – Fotomicrografias das amostras de testemunhos | 126 |
| Figura 5.17 – Fotomicrografias das estruturas rúpteis de amostras de testemunhos | 127 |
| Figura 5.18 – Seqüência diagenética e modelo de evolução das bandas de deformação correlacionados com os eventos diagenéticos | 131 |

CAPÍTULO 6

| | |
|---|-----|
| Figura 6.1 - Diagrama esquemático dos elementos da banda de deformação e valores relativos de permeabilidade | 135 |
| Figura 6.2 – Fotomicrografias das bandas de deformação e correlação a permeabilidade | 137 |
| Figura 6.3 – Modelo simplificado da heterogeneidade estratigráfica e estrutural | 138 |

ÍNDICE DE TABELAS

CAPÍTULO 2

| | |
|--|----|
| Tabela 2.1 – Tabela de identificação dos pontos amostrados em testemunhos | 18 |
|--|----|

Agradecimentos

Ao Professor Sidnei Pires Rostirolla pela orientação, contribuições e pela oportunidade de aprimorar meus conhecimentos em Geologia Estrutural.

Aos membros da banca, Dr. Pedro Victor Zalán, Dr. Alberto Pio Fiori, Dr. Elvo Fassbinder e Dr. Eduardo Salamuni pelas discussões e excelentes contribuições ao volume final.

Os relatores da qualificação Professores Emanuel Jardim de Sá (UFRN) e Paulo César Soares (UFPR) pelas correções e sugestões que enriqueceram o manuscrito.

À PETROBRAS – Petróleo Brasileiro S/A por intermédio do PROFEX, Programa Tecnológico em Fronteiras Exploratórias pelo financiamento do projeto e autorização para acesso aos testemunhos da Bacia do Paraná.

À CAPES pela concessão de bolsa de doutorado.

A FINEP pelo auxílio financeiro ao projeto MODRES.

À UFPR pela disponibilização de seus laboratórios e infra-estrutura.

Ao curso de pós-graduação em Geologia da UFPR pelo suporte acadêmico.

Ao IAP por autorizar acesso aos afloramentos no Parque Estadual de Vila Velha.

Ao DEGEO/UFOP, sempre de portas abertas, em especial ao Newton Souza Gomes pelo apoio e dicas para o uso da Catodoluminescência, ao Leonardo Lagoeiro pelo apoio na utilização do MEV e ao Fernando Flecha Alkmim pela disponibilidade para discussões, motivação e incentivo à pesquisa.

À Universidade Petrobras - ECTEP pela liberação do tempo para finalizar a tese, em especial ao Mauro Becker e Gerson Terra.

Ao Adilson, do Laboratório de Laminação do DEGEOL/UFPR, pela paciência na confecção e impregnação das lâminas orientadas.

Aos professores Mancini “Dalata” e Eleonora Vasconcellos pelo bom humor e convívio agradável.

Aos colegas de NEPAL/MODRES Ary, Rafael, Ronaldo, Cris Tinoco, Adriane, Marcelo, Luciane, Brunetta, Fernando Pinheiro, Eduardo Mezzomo, Fabinho, Midori, Thaís, Bruno e Thiago pelos momentos divertidos nesses quatro anos.

Ao Fernando pelas discussões em campo, pelas pacientes revisões do texto e apoio para a finalização do manuscrito.

RESUMO

Neste trabalho são analisadas as anisotropias estruturais do Grupo Itararé - Bacia do Paraná, na região do Arco de Ponta Grossa, com base na análise estrutural multi-escala. Para o estudo foram utilizados imagens de sensores remotos, dados estruturais de campo e dados microestruturais de bandas de deformação de amostras de superfície e subsuperfície. Especial atenção foi dada ao registro deformacional em arenitos da unidade, pois constituem importantes reservatórios para o gás gerado em folhelhos marinhos devonianos (Sistema Petrolífero Ponta Grossa – Itararé!). O arcabouço estrutural da área é essencialmente controlado por sistemas de falhas subverticais, com forte controle das estruturas de direção NW-SE na zona de charneira do Arco de Ponta Grossa. As estruturas descritas foram formadas em três eventos deformacionais, o primeiro predominantemente transtensivo, com cinemática sinistral em planos NNE, seguido por evento distensional oblíquo, associado à colocação de intrusivas básicas em escala regional, e finalizado por evento transcorrente, marcado pela reativação dos planos de falha previamente formados. Esses eventos foram aqui denominados, respectivamente, D1, D2 e D3 e puderam ser relacionados aos eventos tectônicos regionais. Foram descritas, sob enfoque microestrutural, lâminas de bandas de deformação e fraturas de amostras de superfície e subsuperfície. Com base em suas características microestruturais, as bandas de deformação foram subdivididas em dois tipos distintos: um marcado pelo fraturamento dos grãos e outro marcado pela cominuição dos grãos da rocha parental e conseqüente formação de zona brechada e/ou zona de *gouge*. O controle dessas estruturas na circulação de fluidos constitui importante ferramenta exploratória na predição do potencial selante de zonas de falha em reservatórios. Extrapolando os dados microestruturais para o fluxo de fluidos em reservatórios sugere-se que bandas de deformação caracterizadas pelo fraturamento dos grãos serviram como caminho para a circulação de fluidos durante um período da mesodiagênese. Amostras de subsuperfície analisadas evidenciam o preenchimento das fraturas por carbonato ou anidrita, sugerindo o fechamento posterior desses caminhos por minerais instáveis. O potencial selante das zonas de falha pode ser identificado pela formação de zonas de *gouge* em bandas de deformação. O principal fator a ser analisado na predição do comportamento hidráulico das bandas de deformação marcadas pela cominuição dos grãos é a existência de zonas brechadas (*damage zones*) que constituem um caminho preferencial para o fluxo lateral nas bordas das zonas de falha. Dessa forma, o potencial selante de bandas de deformação está diretamente relacionado à intensidade da redução granulométrica e conseqüente redução do tamanho e volume de poros.

ABSTRACT

STRUCTURAL ANISOTROPY OF SANDSTONES IN THE CARBONIFEROUS-PERMIAN ITARARÉ GROUP, PARANÁ BASIN, BRAZIL Deformation-related structural anisotropy was investigated in the Carboniferous-Permian Itararé Group, based on geometric, kinematic and dynamic structural analysis. Emphasis was made on naturally fractured sandstone reservoir analogues that crop out in the eastern flank of the Paraná Basin. In the subsurface, these reservoirs contain gas and condensate from Devonian marine shales (Ponta Grossa – Itararé Petroleum System!). The understanding of structural control on fluid flow within these reservoirs is decisive to improve gas recovery strategies. A multi-scale structural analysis was carried out using remote sensing images (Landsat, SRTM/Nasa, and aerial photos), regional and detailed field information, and microstructural data from fractured sandstone samples collected in outcrop and cores. The studied area was intensively affected by Mesozoic deformation and magmatism due to the uplift of the Ponta Grossa Arch. Regional tectonic framework is dominated by sub-vertical fracture systems and fault zones trending NW-SE, NE-SW, NNE-SSW and subordinately E-W. The NW-SE trend is the most prominent fracture system in the Ponta Grossa Arch axial zone. The Carboniferous-Permian Itararé Group's rocks record at least three major deformational events from Late Paleozoic to Cenozoic. Event D1 was essentially transtensional and caused left-hand shear movements along NNE-trending fractures probably during Permian times. Event D2 is related to Mesozoic magmatism (Late Jurassic to Early Cretaceous) and generated and/or reactivated NW-trending extensional fractures mostly filled with basic dykes. Event D3 caused extensional and strike-slip reactivation along previous structures, probably during Cenozoic times. Several fractures appear as deformation bands in the outcrop scale. Microstructurally, two types of deformation bands can be recognized: one type characterized by fractures and a second type showing gouge zone formation due to intense grain comminution. According to hydraulic properties of deformation bands and temporal relationship with hydrocarbon generation and migration, fractures within the sandstones can act as permeability barriers or conduits for fluid flow. In the studied sandstones, deformation bands with gouge zones were potential seals because grain comminution is closely related to permeability decrease. These bands compartmentalize the reservoir in vertically arranged flow units limited by horizontal shale-rich stratigraphic barriers. Alternatively, it's probable that marginal damaged zones should have acted as permeability pathways laterally along the gouge zones. Fractured deformation bands were conduits for fluid flow at least during a short time interval in the mesodiagenesis. Carbonate and anhydrite cementation along fractures from core samples suggest that these potential conduits were subsequently sealed still during mesodiagenesis.

1.1. APRESENTAÇÃO E JUSTIFICATIVA DO ESTUDO REALIZADO

Sistemas de juntas e falhas formadas em arenitos têm sido o foco de vários estudos, devido principalmente à importância dessas rochas como unidades reservatórios e a implicação das estruturas rúpteis na circulação de fluidos nessas bacias. Desde os anos de 1970 (e.g. Aydin 1978; Doblas 1985 apud Doblas 1998; Petit 1987; Chester & Logan 1987; Antonellini et al. 1994; Antonellini & Aydin 1995; Doblas 1998; Cladouhos 1999a; Aydin 2000; Davatzes et al. 2003) estudos vêm sendo realizados na busca de soluções para algumas questões ainda inconclusivas, como por exemplo: *quais os mecanismos responsáveis pela deformação rúptil em arenitos? As feições microestruturais de bandas de deformação podem ser utilizadas como indicadores cinemáticos? Qual o controle dessas estruturas na circulação de fluidos ao longo do tempo geológico?*

A propagação de fraturas, mecanismos de cataclase envolvendo o fraturamento dos grãos em pequena escala, deslizamento friccional nas bordas dos grãos e o deslocamento e rotação dos fragmentos gerados durante a deformação foram descritos pela primeira vez por Borg et al. (1960). Os autores concluem que a nucleação de fraturas resulta em dilatação da rocha e pode causar a rotação de fragmentos gerados, mas que, entretanto, processos de cataclase podem causar um decréscimo no volume de poros.

Engelder (1974) estudou a formação de *gouge* em zonas de falha, descrevendo-os como rocha cominuída, de aparência friável e pulverulenta, formada em condições termodinâmicas muito rasas da crosta e sem recristalização dinâmica associada. Sibson (1977), estudando falhas e mecanismos de falhamento, classificou as rochas cataclásticas de acordo com a coesão da rocha matriz. Para o autor, rochas incoesas ao se deformarem podem dar origem a uma brecha de falha ou a uma “farinha de rocha” (*gouge*), ambos sem apresentar textura foliada. O critério utilizado para diferenciar brecha de falha

de *gouge* consiste na porcentagem de fragmentos visíveis, respectivamente >30% e <30% (Sibson 1977).

O termo *banda de deformação* foi introduzido por Aydin (1978) para descrever pequenas falhas assinaladas como discretos planos de descontinuidade, onde ocorrem deslocamentos relativos da ordem de poucos milímetros a poucos centímetros. As bandas de deformação foram descritas em campo como faixas de coloração mais clara que sua rocha parental, formando ressaltos no relevo. A partir da década de 1990, o estudo de microestruturas rúpteis em arenitos, envolvendo processos de cisalhamento dos grãos, vem recebendo inúmeras contribuições (e.g. Antonellini & Aydin, 1995; Cladouhos 1999b; Labaume et al 2000; Labaume & Moretti 2001; Shipton et al. 2002; Ujiie et al. 2004; Laubach et al 2004), que serão discutidas no Capítulo 5.

No Brasil, microestruturas rúpteis formadas em bacias sedimentares fanerozóicas vêm sendo descritas desde a década de 1990. As sub-bacias Tucano Sul e Central foram o alvo de estudos estruturais de Roque (1990 apud Magnavita 1992), que ao analisar microestruturalmente bandas de deformação observou a existência de duas zonas com características deformacionais distintas e as denominou de zonas externa e interna, correspondentes, respectivamente, às zonas brechada e de *gouge* (sensu Sibson, 1977). Magnavita (1992), ao descrever as microestruturas em bandas de deformação formadas em arenitos da Bacia do Recôncavo, interpretou evidências de deformação progressiva atuando da rocha parental não deformada à zona marcada por intensa cominuição dos grãos, denominada como zona de *gouge*.

Souza Ferreira et al. (1995) descreveram a trama deformacional de sedimentos argilosos e arenosos da Bacia do Recôncavo e concluíram que as estruturas observadas refletem duas situações distintas de deformação. A primeira de caráter hidroplástico atuante em condições de pré-litificação e gerando estruturas de fluxo relacionadas a mecanismos hidroplásticos e a segunda atuante em sedimentos consolidados gerando fraturamento generalizado e dando origem a bandas de deformação e zonas de cisalhamento.

Magnavita (2000) analisou as zonas de falhas que afetaram arenitos do rift Recôncavo-Tucano-Jatobá, discutindo as características geométricas e microestruturais das bandas de deformação, os mecanismos de deformação

responsáveis pela sua evolução, seu potencial selante e sua influência na migração secundária de hidrocarbonetos.

Correa (2002), ao estudar afloramentos da borda da Bacia Sergipe-Alagoas, caracterizou as propriedades petrofísicas e microestruturais das bandas de deformação formadas em arenitos e simulou o comportamento e as propriedades permo-porosas das zonas deformadas. A simulação revelou o comportamento selante das bandas de deformação quando dispostas perpendicularmente à direção de fluxo e a canalização do fluxo paralelo às zonas de falha. Costa et al (2005) analisaram, sob o ponto de vista multi-escala, critérios para a interpretação cinemática das bandas de deformação da Serra do Letreiro, na Bacia do Tucano. Os autores identificaram padrões geométricos similares a pares C-S e C' e padrões de fraturas associados ao modelo de Riedel nas bandas de deformação. Foram observados indícios de deformação associada tanto a regimes de deformação dútil, com fraturamento e cominuição dos grãos, quanto a regime de deformação associado ao fluxo hidroplástico com reorientação e alinhamento dos grãos.

As feições deformacionais em rochas siliciclásticas das Bacias Potiguar, Sergipe-Alagoas e Tucano foram caracterizadas por Ferreira & Silva (2005). Os autores relacionaram os mecanismos de microfraturamento, fluxo cataclástico e transferência de massa por difusão durante a deformação e concluíram que as bandas de deformação modificam intensamente as propriedades permo-porosas dos arenitos estudados.

Na Bacia do Paraná, as primeiras contribuições ao estudo de microestruturas dúteis em arenitos foram feitas por Rostirolla et al. (2002) e Strugale (2002), com a descrição de bandas de deformação em arenitos do Grupo Itararé e das Formações Pirambóia e Botucatu, respectivamente. Esses trabalhos tiveram como objetivo a compreensão dos eventos deformacionais e a descrição das estruturas dúteis geradas.

O estudo de zonas de falha nucleadas em folhelhos fornece um importante suporte para a caracterização de reservatórios e da integridade da rocha selante, suas condições de nucleação e influência na permeabilidade da rocha. A utilização do termo S-C cataclasito nesses casos ainda é bastante controversa. Autores que utilizam o termo consideram que os mecanismos responsáveis pela

sua nucleação são similares aos pares S-C em milonitos. Para outros, a estrutura S-C remete a estruturas miloníticas com formação de xistosidade de natureza dúctil e, portanto, não deve ser empregada para condições rúpteis. Discussões específicas, quanto à exatidão dos termos e conceitos utilizados no texto serão apresentadas no próximo capítulo.

O registro estrutural dos eventos deformativos que sucederam a deposição do intervalo permocarbonífero da Bacia do Paraná pode ser observado em diferentes escalas, desde imagens de satélite, modelos digitais de elevação (SRTM/NASA) e fotografias aéreas, até afloramentos e lâminas delgadas. Neste trabalho são documentadas as principais características descritivas e de distribuição espacial de sistemas de juntas e falhas formadas em arenitos do Grupo Itararé na região do Arco de Ponta Grossa, leste da Bacia do Paraná, considerando as várias escalas em que as feições podem ser observadas. Para isto, foram empregados métodos de mapeamento e observação de estilos estruturais mediante a análise de imagens de satélite e fotografias aéreas, caracterização da geometria de bandas de deformação em afloramentos, bem como a descrição microestrutural de amostras de zonas de falha coletadas em superfície e subsuperfície, através de microscópio ótico, catodoluminescência e microscópio eletrônico de varredura (MEV).

O presente estudo contribui para a caracterização das bandas de deformação nucleadas em arenitos do Grupo Itararé e tece sugestões sobre os mecanismos de deformação responsáveis pela nucleação dessas pequenas zonas de cisalhamento. As informações obtidas nas descrições microestruturais dos arenitos e a correlação com eventos diagenéticos registrados fornecem informações para a definição das fases de deformação que atingiram a unidade permocarbonífera da Bacia do Paraná e seu controle na circulação de fluidos ao longo do tempo geológico.

O estudo de bandas de deformação e de outros elementos estruturais, em escalas variadas, constitui uma importante ferramenta para a caracterização da anisotropia estrutural de reservatórios fraturados. A compreensão da intensidade de deformação, extensão e geometria dos sistemas de fraturas favorecem também o aperfeiçoamento das técnicas de recuperação de hidrocarbonetos em

reservatórios produtores. Além disso, contribui para o entendimento da evolução tectônica de bacias paleozóicas e de sistemas petrolíferos associados.

1.2. OBJETIVOS

Este trabalho apresenta como objetivo a caracterização da anisotropia estrutural do Grupo Itararé no centro-leste da Bacia do Paraná. Para seu desenvolvimento foram estabelecidos os seguintes objetivos específicos:

- Definir o arcabouço estrutural da área;
- Determinar eixos de paleotensão e definir as fases de deformação;
- Caracterizar bandas de deformação formadas em arenitos;
- Caracterizar as feições microestruturais de falhas e juntas coletadas em amostras de poços profundos da bacia, no intervalo permocarbonífero;
- Compreender os mecanismos de deformação responsáveis pelas estruturas rúpteis formadas;
- Discutir a utilização de feições microestruturais como indicadores cinemáticos;
- Correlacionar os registros diagenéticos com as fases de deformação superpostas;
- Avaliar de forma qualitativa as implicações para a exploração de hidrocarbonetos.

1.3. ÁREA DE ESTUDO

A área selecionada para estudo engloba a faixa de afloramentos do Grupo Itararé, Permocarbonífero da Bacia do Paraná, na região do Arco de Ponta Grossa, desde seu limite setentrional representado pelo alinhamento estrutural de Guapiara, até seu limite meridional representado pelo alinhamento estrutural do Rio Piquiri (Vieira, 1973; Ferreira, 1982; Soares et al., 1982; Zalán et al., 1987; Artur & Soares, 2002). A área está inserida entre os paralelos 23°00'S e 26°30'S e os meridianos 51°00'W e 49°00'W (Fig. 1.1). As atividades de campo englobaram o Estado do Paraná, o extremo sul de São Paulo e o norte de Santa Catarina

(Fig.1.1). A faixa de afloramentos estudada é análoga à principal zona de influencia do sistema petrolífero Ponta Grossa – Itararé (!) no centro do Paraná. Nessa área, vários indícios de hidrocarbonetos foram verificados em arenitos do Grupo Itararé (França & Potter 1989).

As principais rodovias que seccionam a área são as BR-376 (Rodovia do Café, trecho São Luis do Purunã – Ponta Grossa - Ortigueira), BR-277 (Curitiba – Irati), BR-116 (Curitiba – Mafra), BR-476 (Curitiba – Lapa – São Mateus do Sul), BR-373 (Ponta Grossa – Prudentópolis), PR-151 (São Mateus do Sul – São João do Triunfo – Palmeira – Ponta Grossa – Jaguariaíva – Sengés), PR-92 (Jaguariaíva – Arapoti – Siqueira Campos), PR-90 (Rodovia do Cerne, trecho Ventania – Curiúva), PR-160 (Reserva – Telêmaco Borba – Curiúva), PR-427 (Campo do Tenente – Lapa – Porto Amazonas), SP-281 (Itararé – Itaporanga), além de estradas secundárias (Fig. 1.2). Durante o desenvolvimento do trabalho foram percorridas as principais estradas que dão acesso à área, nas quais foram descritos 173 pontos, totalizando cerca de 1.700 medidas estruturais e 117 lâminas delgadas.

Além da análise regional, foram selecionadas três áreas para a análise estrutural de detalhe (escala 1:25.000), nas quais foram realizados levantamentos estruturais e coletas de amostras para análise microestrutural, com o objetivo de caracterizar a anisotropia estrutural em reservatórios análogos. O critério utilizado para a seleção das áreas foi: i) áreas com boa exposição de arenitos deformados; ii) afloramentos inseridos em diferentes contextos deformacionais, uma na região do Arco de Ponta Grossa e outras duas na região do flanco sul do arco.

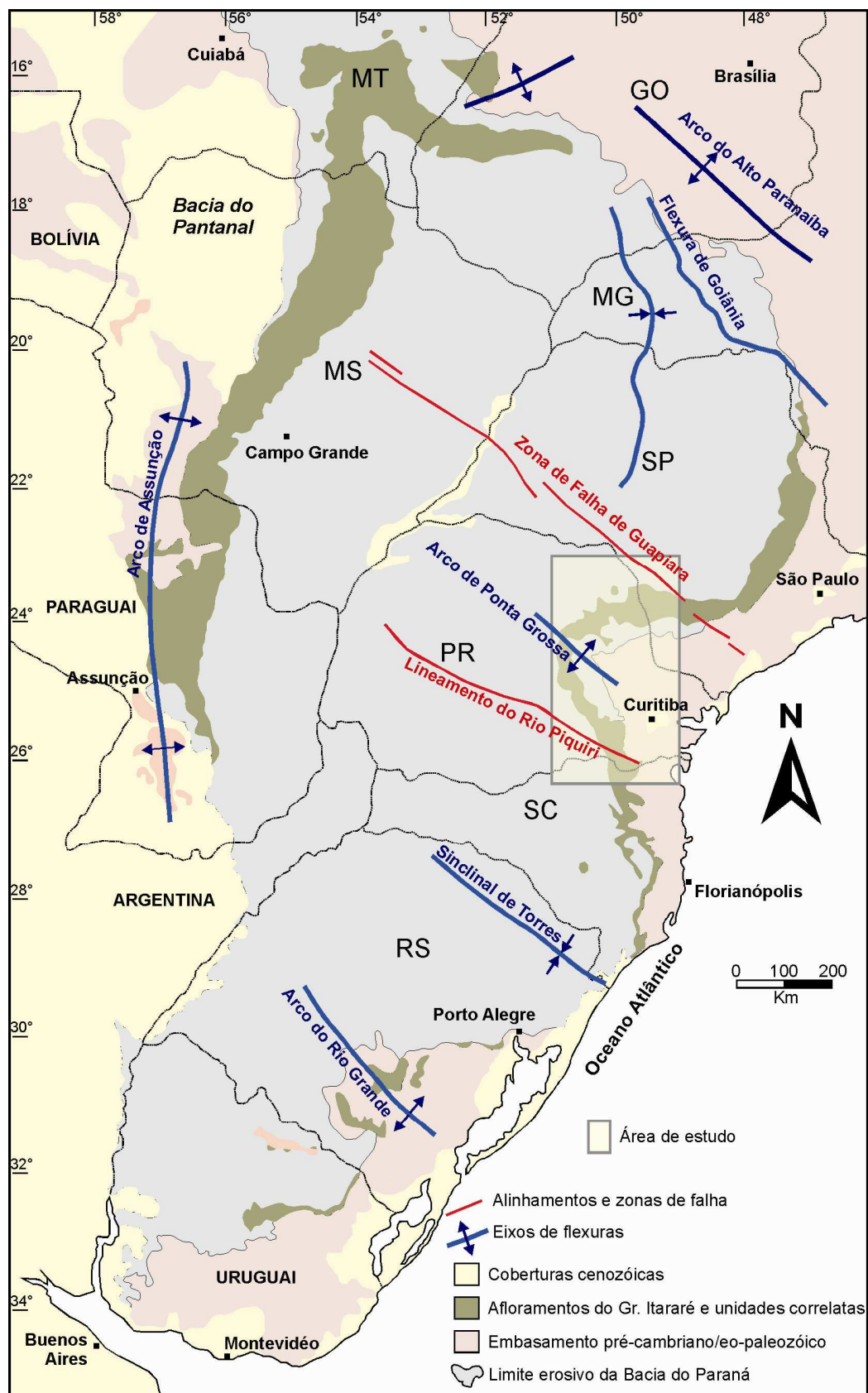


Figura 1.1 – Localização e contexto geológico regional da área estudada, com os principais elementos estruturais definidos por Zalán et al. (1987).

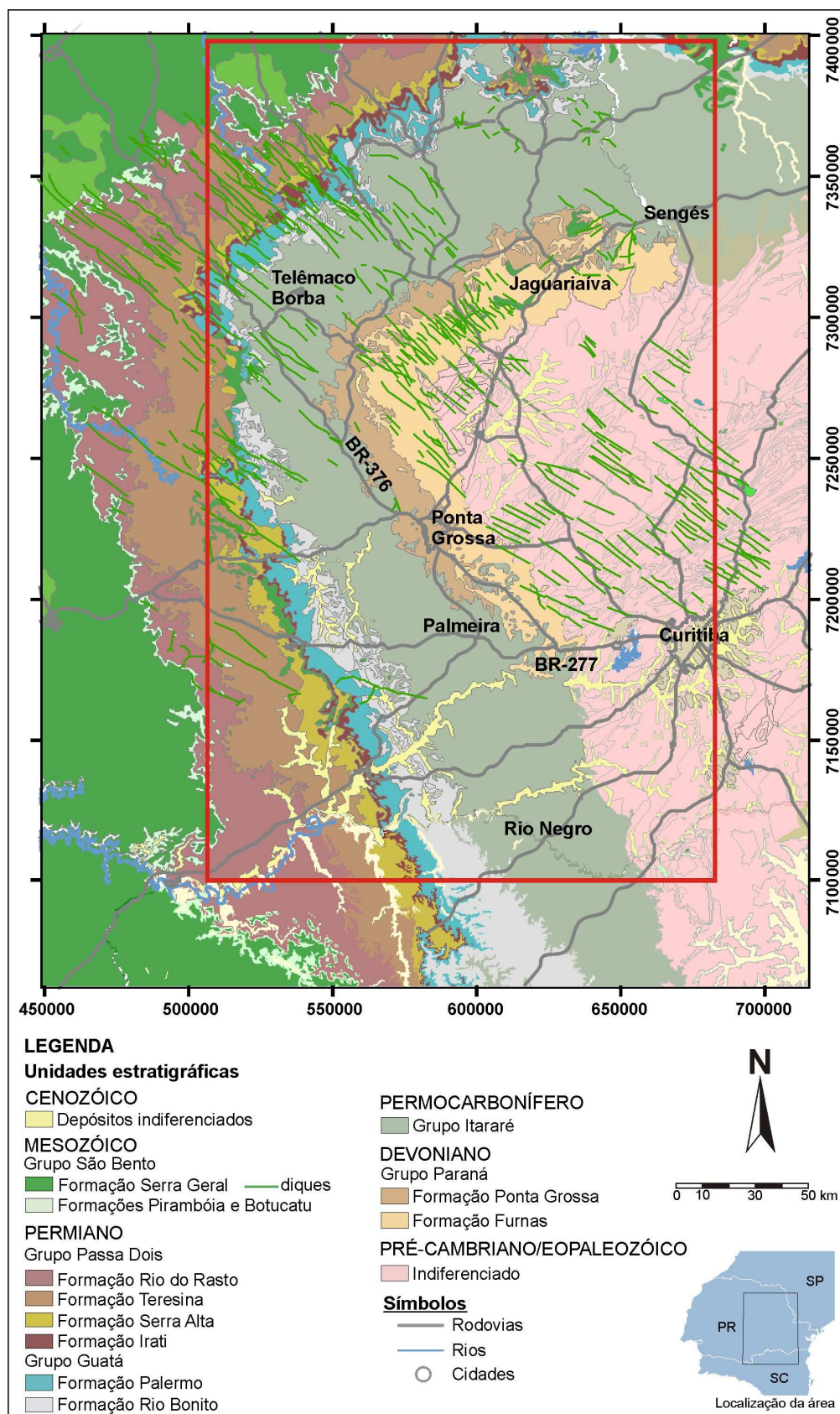


Figura 1.2 – Contexto geológico da área selecionada para estudo, com a localização das principais rodovias e municípios (Fonte: DNPM, 1986 – Santa Catarina 1:500.000; Mineropar, 1997 – Paraná 1:650.000; IPT, 1981 – SP 1:500.000).

1.4. ESTRUTURA DA TESE

A pesquisa realizada apresenta o enfoque principal na descrição e compreensão das microestruturas formadas em arenitos do Grupo Itararé. O texto foi subdividido em seis capítulos, incluindo este primeiro introdutório em que são apresentadas as justificativas, os objetivos e a localização da área de estudo.

No segundo capítulo são descritos e discutidos os métodos empregados na realização do trabalho, além de uma breve discussão teórica sobre a terminologia utilizada. O Capítulo 3 apresenta os principais aspectos da evolução tectônica da Bacia do Paraná, descritos por meio de compilação bibliográfica, situando o leitor sobre a evolução tectono-sedimentar da área.

O Capítulo 4 é dedicado às análises descritiva, cinemática e dinâmica sob um enfoque multi-escala, que contempla desde a interpretação de imagens de satélite ao mapeamento de semi-detálhe de áreas-alvo selecionadas.

No Capítulo 5 são descritas as características microestruturais dos diferentes tipos de bandas de deformação formadas em arenitos e amostras de juntas e falhas coletadas em testemunhos de poços profundos da bacia. Também são apresentadas correlações com a evolução diagenética dos arenitos e suas relações com as fases de deformação superimpostas. Os principais aspectos e o controle das bandas de deformação na circulação de fluidos ao longo do tempo geológico, baseados nas informações obtidas nas análises multi-escala e nos dados compilados da bibliografia também são apresentados no Capítulo 5. O Capítulo 6 apresenta as implicações exploratórias e as conclusões deste estudo.

Resultados preliminares deste estudo sobre a microestrutural nas bandas de deformação em arenitos foram realizados por Trzaskos-Lipski et al. (2003) e Trzaskos-Lipski & Rostirolla (2005). Os autores identificaram dois tipos principais de bandas de deformação, distinguidos por suas características microestruturais, indicando atuação de diferentes mecanismos de deformação.

CAPÍTULO 2

MÉTODOS E REVISÃO CONCEITUAL

A caracterização da anisotropia estrutural da área de estudo foi realizada mediante uma abordagem multi-escala, englobando a interpretação de imagens de sensores remotos e fotografias aéreas (1:25.000), atividades de campo, descrição microscópica de bandas de deformação e de estruturas rúpteis em amostras de superfície e subsuperfície, caracterização do padrão estrutural da faixa de afloramentos e tratamento dos dados. A abordagem permitiu a associação entre as análises regional, local e microscópica, através da interpretação e associação entre as geometrias observadas. Os métodos utilizados levam em consideração o conceito fractal (Mandelbrot, 1967 apud Magnavita 1992), segundo o qual um objeto de dimensão não inteira apresenta forma invariante com a escala de observação (*scale-invariant*). Os métodos, além de importante revisão conceitual dos termos utilizados para o desenvolvimento do trabalho, são descritos em detalhe a seguir.

2.1. MÉTODOS

2.1.1. Pesquisa bibliográfica

Durante o desenvolvimento do projeto de doutorado foram consultados trabalhos sobre temas variados relacionados ao escopo da pesquisa. A análise da bibliografia focou os seguintes tópicos: 1. evolução tectono-sedimentar da Bacia do Paraná no contexto da Placa Sul-Americana, com ênfase nos trabalhos de Soares et al. (1978, 1982), Ferreira (1982), Fulfaro et al. (1982), Zálan et al. (1987), Tankard et al. (1995), Milani (1997, 2004), Milani & Thomaz Filho (2000); 2. estilos estruturais associados às reativações de zonas de falha na Bacia do Paraná (Oliveira 1991; Strugale 2002; Rostirolla et al. 2000, 2003); 3. reologia e mecanismos de deformação rúptil em arenitos (Borg et al. 1960; Engelder 1974, 1994; Sibson 1977); 4. características meso e microscópicas de bandas de deformação (e.g., Aydin 1978; Antonellini et al. 1994; Cladouhos 1999a,b); 5.

história diagenética do Grupo Itararé (França & Potter 1989; Bocardi 2005); 6. Anisotropia estrutural de reservatórios (Coward et al. 1998).

2.1.2. Análise de sensores remotos

A análise de sensores remotos foi realizada com o objetivo de identificar possíveis relações espaciais e temporais entre as grandes estruturas regionais que seccionam a área e discriminar as principais discontinuidades impressas no relevo, definindo assim os padrões geométricos e as direções principais de deformação.

O traçado das principais feições de relevo foi realizado em ambiente SIG através do *software* ArcViewTM (ESRI), onde foram previamente inseridos o mapa geológico da área (MINEROPAR 1997, 1:650.000), a imagem SRTM/NASA (*Shuttle Radar Topography Mission*) com pseudo-iluminação de noroeste e de nordeste e as imagens Landsat 7 ETM+ que recobrem a área de estudo. Para o recobrimento da área foram necessárias duas cenas, 221/77 e 221/78 (Fig. 2.1), que foram interpretadas em combinações falsa-cor (RGB 5,4,3), cor verdadeira (*true-color*, RGB 3,2,1) e com os espectros das bandas 5 e 4 em tons de cinza. A interpretação foi realizada mediante a análise de cada sensor individualmente e sobreposição em transparência do mapa geológico e dos sensores utilizados.

A interpretação dos sensores remotos foi realizada para a faixa de afloramento do Grupo Itararé na área de estudo, com prioridade ao traçado de lineamentos negativos e positivos marcados no relevo (Fig. 2.2). Mapas de isovalores de densidade e comprimento acumulado de lineamentos extraídos dos sensores remotos foram gerados com o objetivo de visualizar áreas mais afetadas por fraturamento na faixa aflorante das rochas do Grupo Itararé (Fig. 4.1).

A interpretação de fotografias aéreas, na escala 1:25.000, foi realizada em áreas específicas, com o objetivo de subsidiar a interpretação cinemática dos planos de falha e analisar a anisotropia estrutural de arenitos. O método baseou-se no mapeamento de unidades estratigráficas e análise da relação espacial de lineamentos estruturais com o objetivo de fornecer informações sobre a deformação superimposta através da análise dos padrões regionais de fraturas (detalhes serão apresentados no capítulo 4).

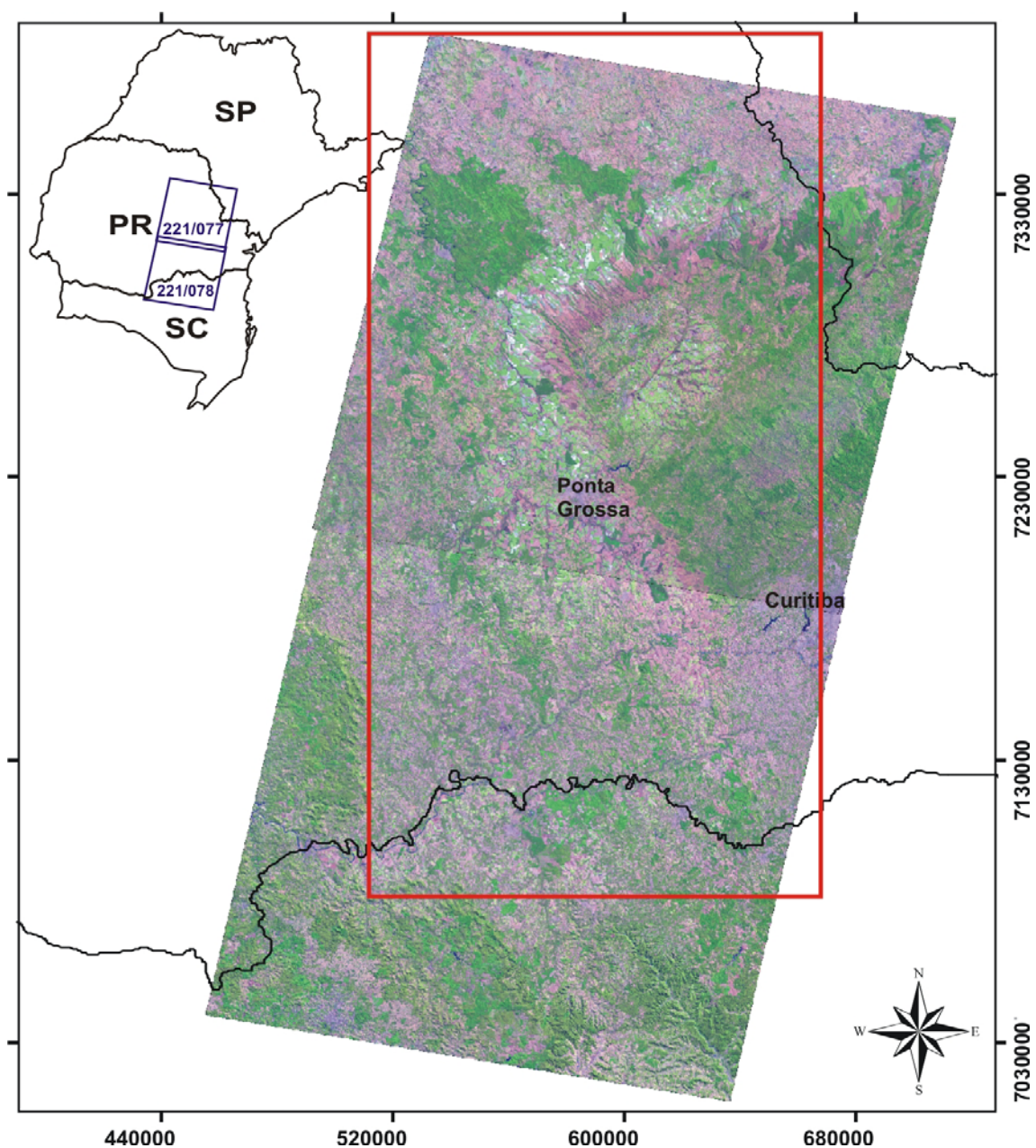


Figura 2.1 – Articulação das imagens de satélite Landsat 7 ETM+, cenas 221/077 e 221/078, combinação falsa cor RGB: 5,4,3 e, em vermelho, localização da área selecionada para estudo.

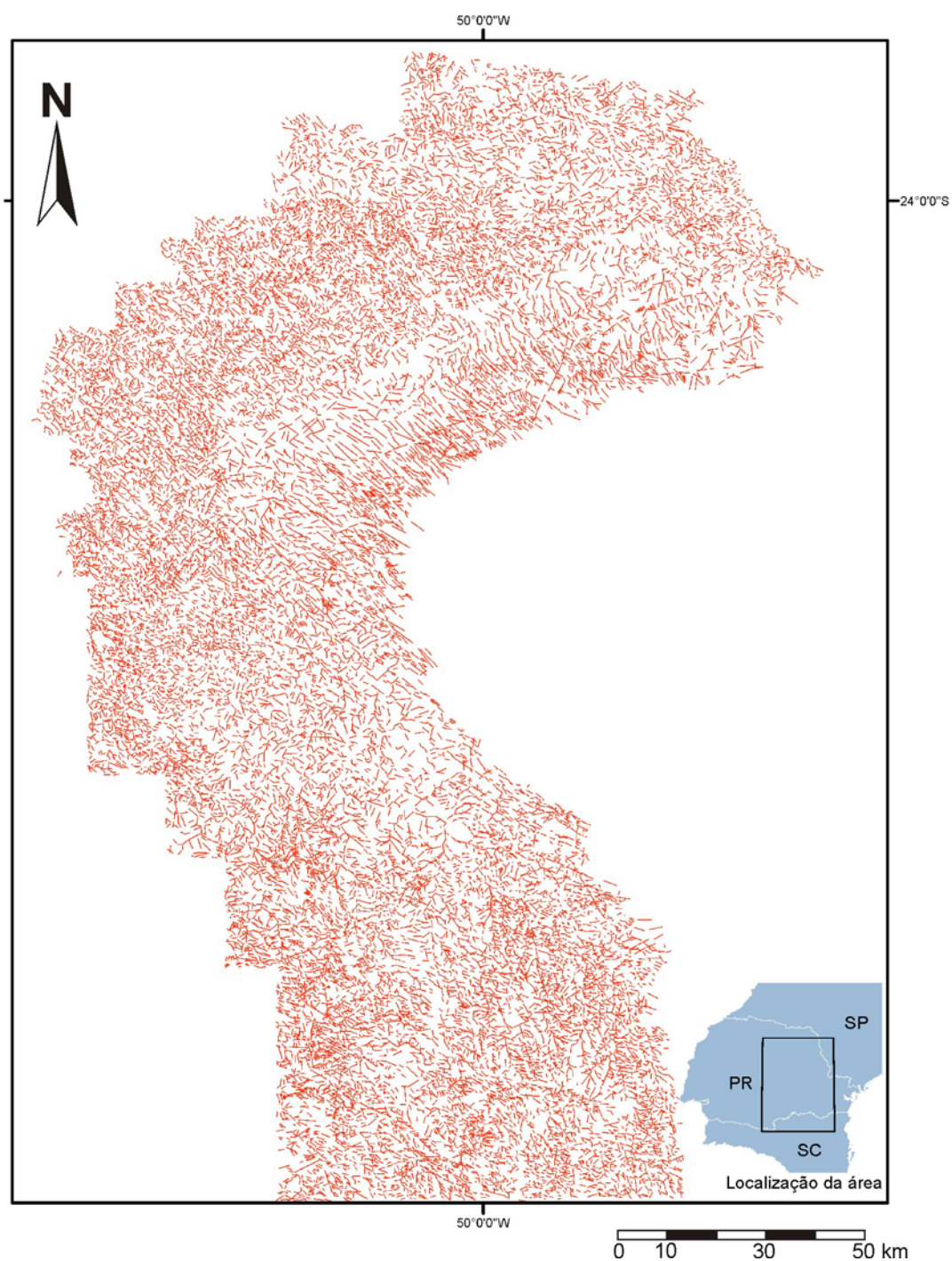


Figura 2.2 – Interpretação das imagens de satélite 221/077 e 221/078. Traços em vermelho representam os lineamentos traçados na área de exposição das rochas dos Grupos Itararé e Paraná.

2.1.3. Atividades de campo

As atividades de campo foram realizadas visando à análise estrutural sistemática (descritiva, cinemática e dinâmica) de arenitos e rochas associadas do Grupo Itararé. Numa fase inicial de reconhecimento (escala regional), foi realizada a coleta de dados estruturais ao longo das principais rodovias que seccionam a faixa de afloramento da unidade na área de estudo, levando em consideração os compartimentos estruturais definidos a partir da análise das imagens.

Após essa fase inicial, foram selecionadas três áreas de detalhe com boas exposições de arenitos do Grupo Itararé, destinadas ao adensamento de dados estruturais com suporte da fotointerpretação 1:25.000: i. Morro do Jacaré (Município de Tibagi), ii. Fazenda Rivadávia-Vila Velha (Município de Ponta Grossa) e iii. Arenitos Lapa e Pedra Alta (Município de Lapa).

Os levantamentos de campo foram divididos em 18 (dezoito) etapas, com duração aproximada de 5 (cinco) dias cada, onde foram descritos 173 afloramentos (Fig. 2.3). Nos pontos foram realizadas as análises descritiva e cinemática de zonas de falhas, fraturas e bandas de deformação, além da aquisição de atitudes estruturais e amostras orientadas. Ao longo das etapas de campo foram adquiridas cerca de 1.700 medidas estruturais.

2.1.4. Amostragem de bandas de deformação em afloramentos

Durante o desenvolvimento das atividades de campo foram coletadas 87 amostras de bandas de deformação, sendo cinco amostras referentes a zonas de cisalhamento formadas em folhelhos. O número limitado de amostras em folhelhos deve-se principalmente à dificuldade de coleta e à ausência de afloramentos preservados de estruturas rúpteis neste tipo de rocha. A figura 2.4 apresenta a localização das amostras coletadas durante as atividades de campo.

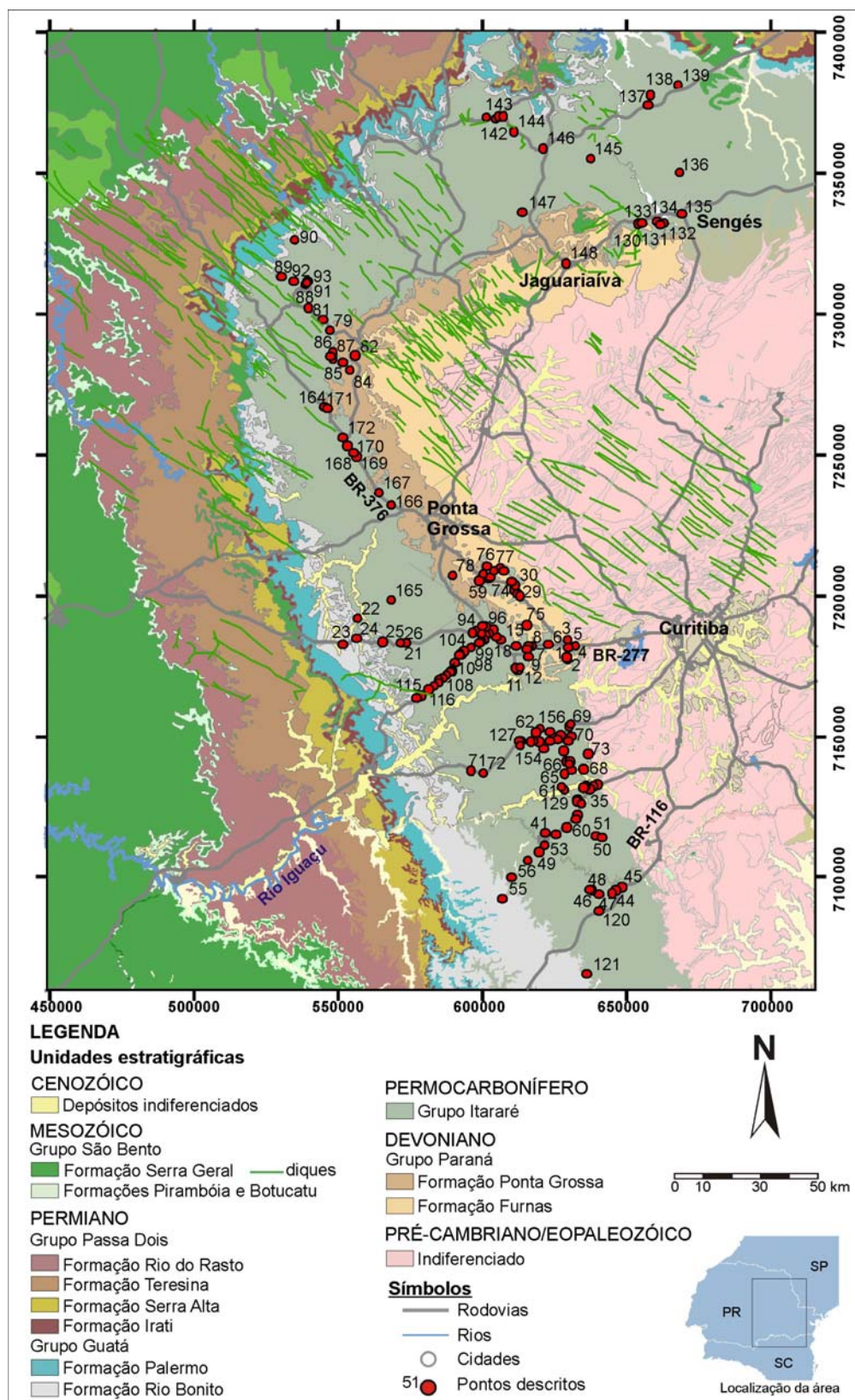


Figura 2.3 – Mapa de localização dos 173 pontos descritos durante as atividades de campo. (Fonte: DNPM, 1986 – Santa Catarina 1:500.000; Mineropar, 1997 – Paraná 1:650.000; IPT, 1981 – SP 1:500.000).

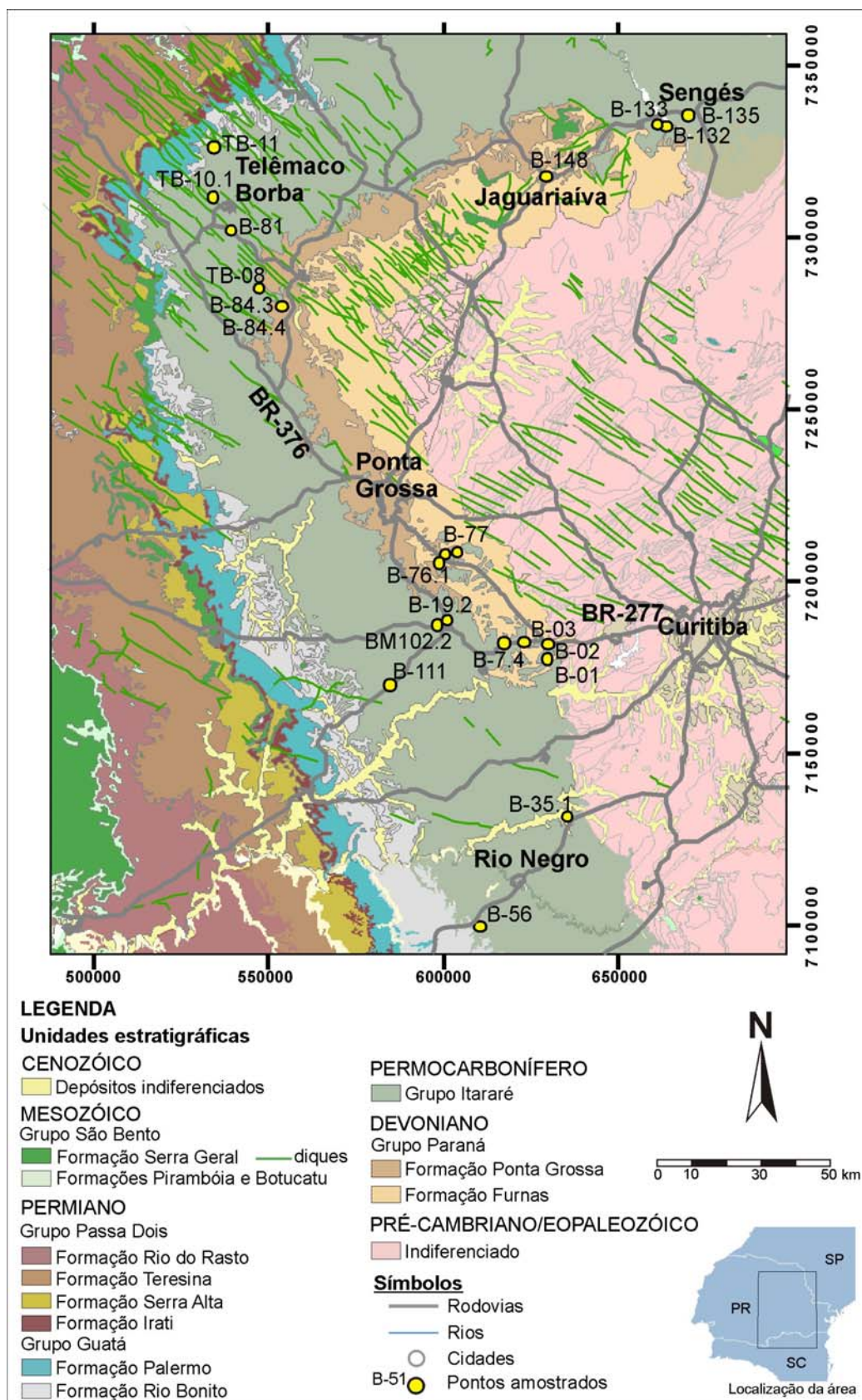


Figura 2.4 – Mapa de localização dos pontos amostrados durante as atividades de campo. (Fonte: DNPM, 1986 – Santa Catarina 1:500.000; Mineropar, 1997 – Paraná 1:650.000; IPT, 1981 – SP 1:500.000).

A área da Fazenda Rivadávia (ponto 59), localizada próximo ao Parque Estadual de Vila Velha, foi selecionada como área piloto para o desenvolvimento de um estudo microestrutural de detalhe. Para isso, foram coletadas 34 amostras orientadas de bandas de deformação com diferentes orientações estruturais e características mesoscópicas.

Amostras orientadas destinadas à análise microestrutural foram cortadas segundo o plano XZ ou a-c, que corresponde a uma seção perpendicular ao plano de deslizamento e paralelo à estria macroscópica (como representado na Fig. 2.5). Nesses planos podem ser identificados os eixos de máxima (X) e mínima (Y) elongação da deformação e estes planos constituem a melhor representação física da deformação.

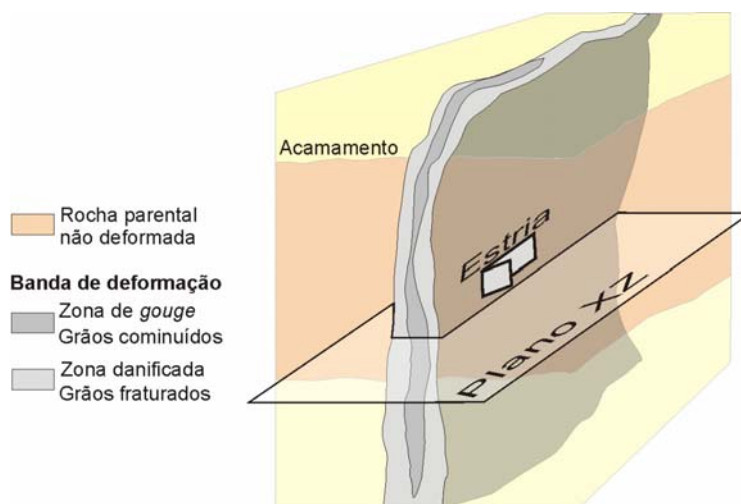


Figura 2.5 – Diagrama esquemático com posicionamento espacial do plano XZ, correspondente ao plano de corte das lâminas nas amostras orientadas.

2.1.5. Amostragem de bandas de deformação em testemunhos

Visando complementar o estudo das bandas de deformação, foram coletadas amostras em testemunhos fraturados de poços profundos da Bacia do Paraná (intervalo 350m – 4.500 m). Todos os testemunhos disponíveis do Grupo Itararé (poços Petrobras e Paulipetro), armazenados na Refinaria Getúlio Vargas, em Araucária – PR, foram observados em busca de fraturas que pudessem ser amostradas e analisadas microscopicamente.

Na tabela 2.1 estão relacionados os testemunhos amostrados, com referência à sigla do poço, localidade, número do testemunho amostrado, profundidade da amostra e código da lâmina delgada. A localização dos poços amostrados é apresentada na figura 2.6, onde também são expressos os alinhamentos estruturais definidos por Zalán et al. (1987) como referencia. Observa-se, através desta figura, a relação entre a proximidade dos poços com os lineamentos e a ocorrência de zonas fraturas nos testemunhos. Notar que a maioria dos poços foram amostrados mais de uma vez, em profundidades diferentes.

Tabela 2.1 – Tabela de identificação dos pontos amostrados em testemunhos de poços profundos da Bacia do Paraná para o intervalo do Grupo Itararé

| Identificação da lâmina | Prefixo do poço | Localidade | Testemunho | Profundidade da amostra |
|--------------------------------|------------------------|-------------------|-------------------|--------------------------------|
| TE-01 | 2-CS-1-PR | Chapéu do Sol | 27 | 2452.3m |
| TE-02 | 2-CS-1-PR | Chapéu do Sol | 28 | 2713.6m |
| TE-03 | 1-CS-2-PR | Chapéu do Sol | 5 | 3086.0m |
| TE-04 | 1-CS-2-PR | Chapéu do Sol | 5 | 3081.1m |
| TE-04a | 1-CS-2-PR | Chapéu do Sol | 5 | 3081.1m |
| TE-05 | 1-CS-2-PR | Chapéu do Sol | 10 | 3110.7m |
| TE-06 | 1-CS-2-PR | Chapéu do Sol | 10 | 3110.9m |
| TE-07 | 1-CS-2-PR | Chapéu do Sol | 7 | 3103.1m |
| TE-08 | 1-CS-2-PR | Chapéu do Sol | 10 | 3111.7m |
| TE-09 | 1-CS-2-PR | Chapéu do Sol | 10 | 3111.9m |
| TE-10 | 1-CS-2-PR | Chapéu do Sol | 10 | 3105.5m |
| TE-11 | 1-CS-2-PR | Chapéu do Sol | 9 | 3108.0m |
| TE-12 | 1-CS-2-PR | Chapéu do Sol | 10 | 3112.5m |
| TE-14 | 2-O-1-PR | Ortigueira | 7 | 490.5m |
| TE-15 | 2-O-1-PR | Ortigueira | 10 | 637.5m |
| TE-15a | 2-O-1-PR | Ortigueira | 10 | 637.5m |
| TE-16 | 1-CS-2-PR | Chapéu do Sol | 10 | 3109.0m |
| TE-17 | 1-CA-1-PR | Candido de Abreu | 13 | 1550.0m |
| TE-18 | 2-AN-1-PR | Altonia | 7 | 4141.0m |
| TE-19 | 2-CN-1-SC | Canoinhas | 8 | 1282.8m |
| TE-20 | 1-J-1-PR | Jacarezinho | 39 | 1560.2m |
| TE-21 | 2-GU-4-SP | Guareí | 9 | 357.0m |
| TE-22 | 3-CB-2-SP | Cuiabá Paulista | 4 | 4468.5m |
| TE-23 | 3-CB-2-SP | Cuiabá Paulista | 4 | 4466.8m |
| TE-24 | 3-CB-2-SP | Cuiabá Paulista | 4 | 4464.9m |

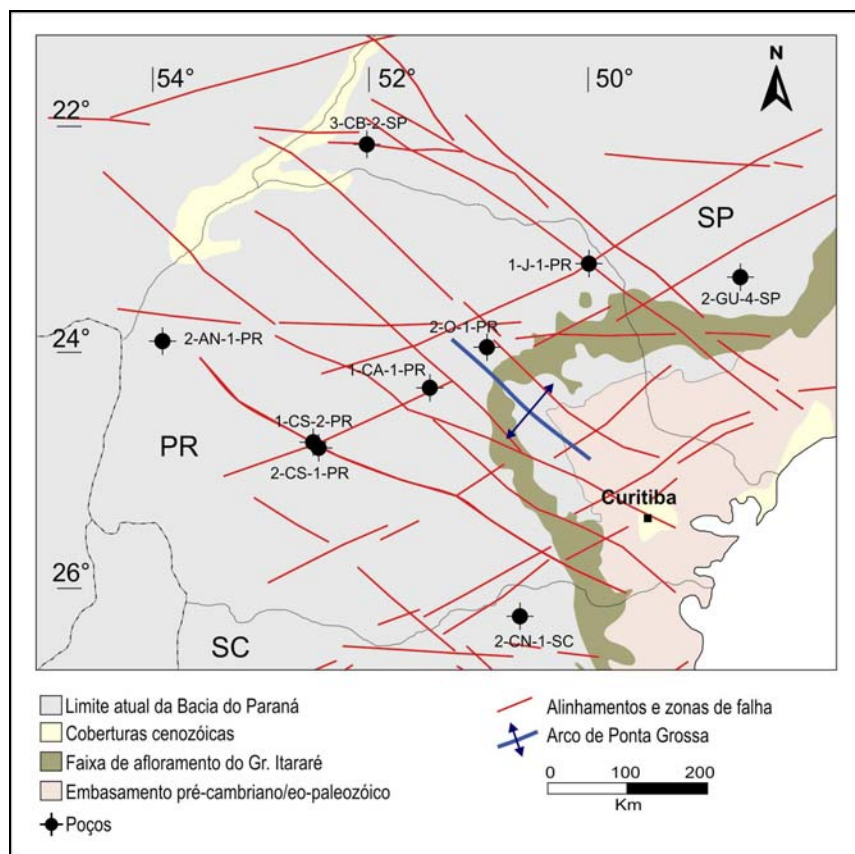


Figura 2.6 – Mapa de localização dos poços com amostragem de testemunhos fraturados e relação espacial com alinhamentos e zonas de falha definidos por Zalán (1987).

A comparação entre as microestruturas observadas em amostras de superfície e subsuperfície permitiu avaliar os efeitos diferenciais do grau de soterramento, temperatura, pressão de poros, pressão confinante e modificações diagenéticas na deformação. Os resultados mostraram-se importantes para tecer hipóteses sobre as relações entre a história de soterramento/subsidência e as fases de deformação *versus* evolução diagenética, às quais os arenitos foram submetidos.

2.1.6. Impregnação e laminação de amostras friáveis

As amostras de bandas de deformação coletadas em campo e em testemunhos de poços profundos foram preparadas para a descrição microestrutural através de lâminas delgadas. Como as amostras encontram-se freqüentemente friáveis, resultado da dissolução dos minerais instáveis que compunham o cimento da rocha e de parte de seus minerais constituintes, estas

foram previamente submetidas a um processo de impregnação. O procedimento foi realizado no Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia da UFPR.

A técnica consiste primeiramente na secagem das amostras em estufa, pelo período aproximado de 24 horas. As amostras, orientadas em campo, foram cortadas em pequenos prismas retangulares de aproximadamente 2 cm de aresta. Os planos XZ de deformação foram orientados em pequenos copos de plástico e a impregnação foi feita adicionando mistura na proporção de 80 ml de resina epoxi, 8 ml de catalisador, 11,2 ml de álcool e corante azul. Posteriormente, as amostras parcialmente cobertas pela resina foram colocadas em dessecador de vidro e deixadas sob vácuo de até 1 atmosfera, durante 40 minutos. O procedimento foi repetido mais uma vez, até que a resina cobrisse totalmente a amostra. Procedeu-se então a secagem das amostras em estufa pelo período de 24 horas. Depois de completadas essas etapas, as amostras foram encaminhadas ao processo de laminação habitual.

2.1.7. Microscopia ótica

A caracterização microestrutural foi efetuada por meio da análise de lâminas delgadas das bandas de deformação e da rocha parental não deformada. Foram coletadas 112 amostras entre bandas de deformação em arenitos e zonas de cisalhamento em folhelhos, além de amostras de fraturas e pequenas zonas de falha coletadas em testemunhos de poços.

As amostras de bandas de deformação em arenitos foram descritas com o objetivo de reconhecer e descrever as zonas de *gouge* e zonas brechadas em zonas de cisalhamento rúpteis. O estudo visou adquirir informações sobre sua geometria e prováveis indicadores cinemáticos, além de informações sobre os mecanismos responsáveis pela deformação. A análise realizada visou também a identificação de possíveis relações entre eventos diagenéticos e as fases de deformação superimpostas aos arenitos.

2.1.8. Catodoluminescência

A catodoluminescência é a técnica utilizada no estudo da diagênese em carbonatos. Em rochas siliciclásticas, o método é útil para ressaltar características diagenéticas e de proveniência, tais como crescimento sintaxial de quartzo e origem metamórfica ou ígnea de grãos de quartzo.

A luminescência consiste na conversão de radiação ou outras formas de energia em luz visível. O fenômeno ocorre quando a radiação incidente excita os elétrons da banda de valência através do *gap* de energia para a banda de condução. Quando os elétrons retornam para a banda de valência, fótons são emitidos e a luminescência gerada pode ocorrer nas regiões do visível, ultravioleta ou infravermelho do espectro. A luminescência é classificada de acordo com os modos de excitação dos elétrons, sendo que a termoluminescência é gerada por aquecimento, a bioluminescência por seres vivos e a quimioluminescência por reações químicas (Gomes & Vortisch 1990). Na catodoluminescência, a excitação é ativada por um feixe de elétrons de alta energia ou raios catódicos.

A análise de catodoluminescência foi desenvolvida no Laboratório de Petrologia da Universidade Federal de Ouro Preto. O equipamento utilizado foi um *Citl Cold Cathode Luminescence 8200, Tecnosin*, acoplado em microscópio petrográfico e equipamento fotográfico digital. Os parâmetros adotados para o procedimento foram: vácuo de 0,8 torr, com corrente de 20 kv e amplitude de 250 nλ.

O estudo foi realizado em oito amostras de bandas de deformação descritas anteriormente na análise microestrutural. As amostras foram escolhidas de acordo com as feições microestruturais e diagenéticas observadas ao microscópio. Para o caso específico de bandas de deformação em arenitos, o método da catodoluminescência foi útil para observar a trama deformacional devido aos contrastes de luminescência entre grãos de quartzo ígneos e metamórficos. As características observadas permitiram, em alguns casos, definir aspectos cinemáticos não evidenciados na microscopia ótica.

2.1.9. Microscopia eletrônica de varredura (MEV)

Amostras de bandas de deformação foram analisadas em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) com o objetivo de analisar microestruturas não perceptíveis ao microscópio ótico. As análises foram realizadas no Laboratório de Microscopia e Microanálise (Microlab) do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto, com a utilização de um Microscópio Eletrônico JEOL 5510.

O microscópio eletrônico de varredura (*Scanning Electron Microscope* - SEM) é um equipamento que emite uma corrente de elétrons de alta energia por um filamento de tungstênio e que permite examinar amostras com até 300.000 vezes de ampliação. O equipamento possibilita efetuar os seguintes tipos de imagens:

1. Topográficas - textura de superfícies e das feições diretamente relacionadas com as propriedades do material analisado;
2. Morfológicas – forma e tamanho das partículas que compõem o material;
3. Composicionais – elementos e componentes da amostra e suas proporções relativas; relações diretas entre composição e propriedades do material;
4. Cristalográficas – arranjo dos átomos no material analisado; relações entre esses arranjos e as propriedades do material (condutividade, propriedades elétricas, resistência, etc.).

O emprego da microscopia eletrônica de varredura tem sido destinado à observação direta de bordas e contornos de grãos. As bordas de grãos são locais onde se concentram um grande número de defeitos cristalinos e estruturas resultantes da atuação de processos no agregado policristalino, incluindo diagênese e processos resultantes da exposição da rocha aos agentes atmosféricos (intemperismo).

As análises com o MEV possibilitaram observar deformações na escala de grão individual, bem como visualizar a natureza dos contatos entre os grãos cominuídos e o cimento (rugosidade, relações intergranulares, etc.), permitindo aventar hipóteses sobre a cronologia dos processos diagenéticos e deformacionais registrados nas bandas.

2.1.10. Tratamento e organização dos dados estruturais

Os dados de estruturas planares e lineares, coletados durante as atividades de campo, foram tratados em programa de análise estereográfica StereoNet©. A partir das atitudes de fraturas foram gerados diagramas de rosetas para cada um dos afloramentos descritos. Os diagramas síntese de cada ponto foram correlacionados às feições de relevo extraídas da análise de imagem.

A análise cinemática, realizada com base nos dados planares e das estruturas lineares observadas em campo, como estrias de atrito com degraus (*steps*) e sulcos, possibilitou a indicação da direção e sentido de movimento. As informações da análise cinemática subsidiaram a construção de diagramas de isolinhas das paleotensões máxima, média e mínima da análise dinâmica. A determinação das paleotensões foi baseada no modelo Andersoniano, modificado do critério de ruptura de Mohr-Coulomb, onde a primeira descontinuidade é gerada a 30° do σ_1 . O modelo utilizado não considera a presença de descontinuidades prévias.

Os resultados microestruturais foram agrupados em planilha Excel, onde foram descritas as principais características deformacionais observadas. Essas informações foram relacionadas aos dados de campo de coleta das amostras. O levantamento sistemático das estruturas permitiu correlacionar as feições mesoscópicas e as características microscópicas da maior parte das bandas de deformação e planos estriados estudados.

2.1.11. Interpretação dos resultados

Sistemas de juntas e falhas de pequeno e médio porte, nucleadas em rochas reservatórios, não são reconhecidas em levantamentos sísmicos usuais devido à baixa resolução dos dados. Assim, as heterogeneidades geradas pelas deformações tectônicas superpostas não podem ser avaliadas. Trabalhos de cunho regional descrevem zonas de falha em bacias intracratônicas de maneira simplificada, sem discutir sua complexidade geométrica e as possíveis modificações ocorridas ao longo do tempo geológico.

A porosidade e permeabilidade ao longo de planos de falha podem ser alteradas durante a história de soterramento da bacia, devido aos processos diagenéticos envolvendo dissolução e precipitação de grãos e cimentos. Nestes processos, pode ocorrer o fechamento de fraturas inter e intragranulares devido à precipitação de cimento por fluidos disponíveis durante a evolução diagenética. Alterações causadas pelas reativações tectônicas às quais a bacia foi submetida, também devem ser consideradas durante a caracterização da anisotropia estrutural do reservatório.

Neste trabalho foram discutidas as correlações entre as feições microestruturais formadas em zonas de falha regionais, sendo aventadas hipóteses sobre a circulação de fluidos nesses planos. Por intermédio dos estudos realizados notou-se que as condições de barreira ou conduto à circulação de fluidos, em planos de falha, variam em consequência da sua história de soterramento e deformação.

2.2. TERMINOLOGIA EMPREGADA

Zonas de falha e bandas de deformação em bacias sedimentares têm sofrido crescente atenção de pesquisadores, tanto sob o enfoque descritivo das estruturas deformacionais e caracterização de sua evolução tectônica, quanto com abordagem exploratória, fazendo o uso de análogos para a caracterização de reservatórios fraturados.

Alguns termos comumente utilizados para descrever estruturas formadas sob condições dúcteis e/ou rúpteis necessitam de esclarecimentos adicionais, de forma a serem utilizados com maior precisão. Do mesmo modo, o uso de alguns tipos de indicadores cinemáticos rúpteis ainda é controverso na comunidade geológica. Por esta razão, faz-se necessária uma pequena revisão sobre os termos e os conceitos empregados durante o trabalho.

2.2.1. Conceitos básicos

O modo de deformação das rochas, ou seja, a maneira como estas respondem as tensões, depende das condições ambientais sob as quais o campo de tensões é a elas aplicado. Condições de baixas pressões confinantes e baixas

temperaturas, como aquelas encontradas em profundidades rasas da crosta, favorecem a deformação por ruptura ou fraturamento. As **fraturas** são subdivididas em **juntas** ou **falhas**, sendo a junta uma fissura ou descontinuidade ao longo da qual não houve movimento apreciável, enquanto que, uma falha corresponde a uma fratura com movimento relativo dos blocos.

O termo **zona de cisalhamento** corresponde a uma faixa comumente estreita e tabular, onde houve concentração da deformação permanente em paredes subparalelas. Estas zonas foram classificadas por Ramsay (1980) em quatro tipos: rúptil, rúptil-dúctil, dúctil-rúptil e dúctil (Fig. 2.7). A faixa tectonizada, observada em zonas de cisalhamento, apresenta cataclase ou milonitização, a depender das condições reológicas durante a deformação. Essas zonas são classificadas em graus com termos extremos, como brechas e cataclasitos em deformação rúptil e milonitos, filonitos, blasto-milonitos em deformação dúctil.

As zonas de cisalhamento dúcteis são objeto de amplos estudos e pesquisas. As dúctil-rúpteis; rúptil-dúcteis e as rúpteis correspondem às falhas (ou zonas de falha), uma vez que muitos materiais acomodam grandes deformações dúcteis antes de entrar no campo frágil. A fim de manter a rigorosidade dos termos, as zonas de cisalhamento, descritas neste trabalho, serão acrescidas do adjetivo rúptil.

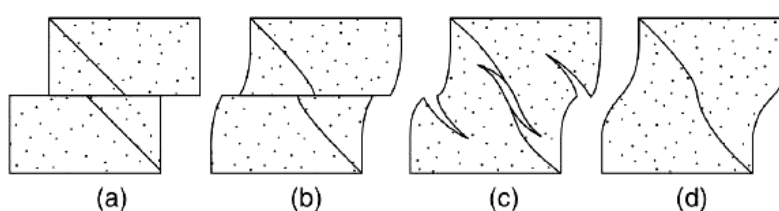


Figura 2.7 – Tipos de deformação controlada pelo regime reológico. a) rúptil; b) rúptil-dúctil; c) dúctil-rúptil; d) dúctil (Ramsay 1980).

A cataclase, associada à deformação em níveis crustais rasos, pode ser entendida como a deformação por fraturamento e rotação dos grãos envolvidos, com a formação de grãos menores e, principalmente, sem a recristalização de minerais. A deformação hidroplástica ocorre em profundidades onde existe o controle da pressão de poros. O comportamento reológico de sedimentos porosos

difere daquele observado em rochas cristalinas de baixa porosidade. Tanto a pressão quanto a porosidade exercem importante controle na transição rúptil-dúctil em sedimentos porosos, sendo que a deformação dúctil pode ocorrer por meio da distribuição homogênea de microfraturas, em processo no qual a deformação dúctil pode ser acomodada como deformação rúptil em escala de grão (Zhang et al. 1993). Deste modo, zonas de falhas formadas em regime hidroplástico são dominadas por mecanismos de rotação e deslizamento de grãos em materiais ainda não litificados, sob baixas pressões confinantes, o que induz os grãos a deslizarem uns em relação aos outros sem gerar fraturas (Groshong 1988).

Algumas zonas de falha, formadas em níveis crustais mais rasos, exibem feições mesoscópicas análogas às zonas de cisalhamento dúctil, sendo observadas superfícies S-C, feições de cisalhamento e clastos sigmoidais. Essas estruturas, mais comumente notadas em argilitos, siltitos e folhelhos, caracterizam deformação em regime hidroplástico. A utilização do termo S-C cataclasito ainda é bastante controversa, pois remete a processo análogo àquele formador dos pares S-C em milonitos. Doblas (1998) propôs uma nova classificação para indicadores cinemáticos observados em planos de falha baseados em 61 critérios, subdividindo-os em 11 grupos maiores. Para o autor, uma série de estruturas planares, *en échelon*, inclinadas na direção de movimento do bloco oposto, constitui um prático critério para a análise cinemática, caracterizando as geometrias similares ao tipo S-C, formadas pela combinação dos planos S (sigmóides) e C (planos de cisalhamento), ou, no campo rúptil, planos P e Y do modelo de Riedel (Fig. 2.8).

Experimentos para determinar a orientação preferencial de minerais micáceos, realizados por Means & Paterson (1966, apud Groshong 1988), evidenciaram que a deformação em sedimentos finos e as deformações que envolvem a recristalização de minerais micáceos produzem em mesmo grau a orientação preferencial dos minerais. A observação levou os autores a concluir que a rotação de grãos em sedimentos finos pode produzir foliação. Entretanto, o termo foliação remete a processos envolvendo metamorfismo, dessa forma propõe-se a utilização do termo pseudofoliação para descrever a orientação dos minerais argilosos formadas em processos de deformação hidroplástica.

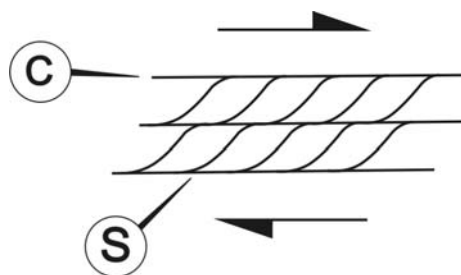


Figura 2.8 – Seção esquemática demonstrando a relação espacial entre as superfícies planares S e C, que podem também representar os planos P e Y no campo rúptil (Doblas, 1998).

2.2.2. Indicadores cinemáticos rúpteis

As deformações homogênea e heterogênea podem sofrer processo de deformação diferenciado, representado por deformações rotacionais (não-coaxiais) ou não-rotacionais (coaxiais). O cisalhamento puro ou deformação coaxial é caracterizado pelo encurtamento das linhas paralelas a um eixo, o qual é compensado por um estiramento das linhas perpendiculares a esse eixo. Na deformação não-coaxial ou cisalhamento simples a deformação é gerada por tensões aplicadas em diferentes eixos de incidência (não-coaxial) e com sentidos opostos. Este tipo de deformação envolve frequentemente rotação das partículas, que são deslocadas numa direção paralela a um dos eixos.

Na Bacia do Paraná, as zonas de cisalhamento rúpteis são, normalmente, mais bem observadas ao longo de zonas de falha direcionais. As estruturas formadas remetem ao elipsóide de deformação e suas feições são associadas à mudança de forma do elipsóide, deformado por cisalhamento simples. Baseado em modelos físicos (Van der Pluijm & Marshak 1997, Ahlgren 2001; McClay & Bonora 2001), foram desenvolvidos critérios para interpretação cinemática de zonas de falha direcionais.

Os indicadores cinemáticos rúpteis mais aceitos consistem nos planos de falha, nos quais podem ser observadas lineações (*slickenlines*) como estrias ou sulcos que permitem a estimativa da paleotensão responsável pela deformação e, portanto, representam o melhor critério cinemático a ser utilizado. No entanto, devido às condições específicas de deformação em bacias sedimentares, associada à característica friável dos arenitos deformados, muitos autores utilizam outros critérios cinemáticos para determinar a direção e o sentido de

movimentação em zonas de falhas. Um dos critérios consiste em identificar os deslocamentos relativos entre camadas-guia, que evidenciam apenas indícios bidimensionais da deformação. Outro critério, também utilizado, consiste em reconhecer as fraturas Riedel (R) e as fraturas antitéticas (R') formadas entre os planos de falha, dispostas *en échelon* (ou escalonadas), e que podem indicar a direção relativa de movimento (Fig. 2.9 e 2.10). O modelo é baseado no arranjo geométrico formado entre os planos e em suas relações espaciais.

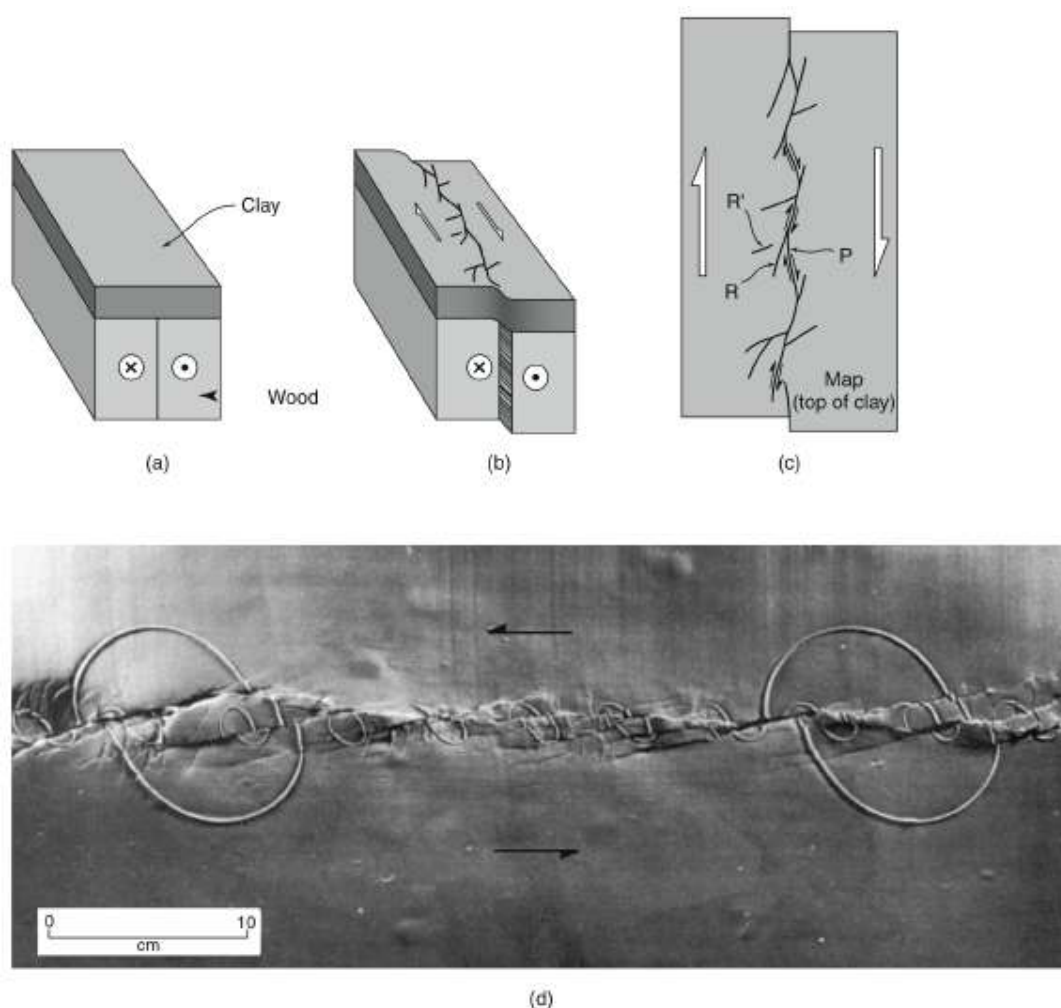


Figura 2.9 – Modelo físico que simula o desenvolvimento de uma falha direcional. (a) Antes da deformação. A montagem do modelo consiste de uma camada de argila depositada sobre dois blocos de madeira. (b) Com o início da deformação direcional são nucleadas as primeiras falhas na camada de argila, as fraturas são relacionadas às falhas sintéticas R do modelo de riedel (cinemática dextral). (c) Superfície da camada de argila visualizada em mapa, evidenciando o estágio final da deformação, em que as fraturas do tipo riedel (R) são ligadas pelas fraturas do tipo P. (d) Exemplo do estágio final de um modelo físico realizado em caixa de areia, com cinemática sinistral (Van der Pluijm & Marshak 1997).

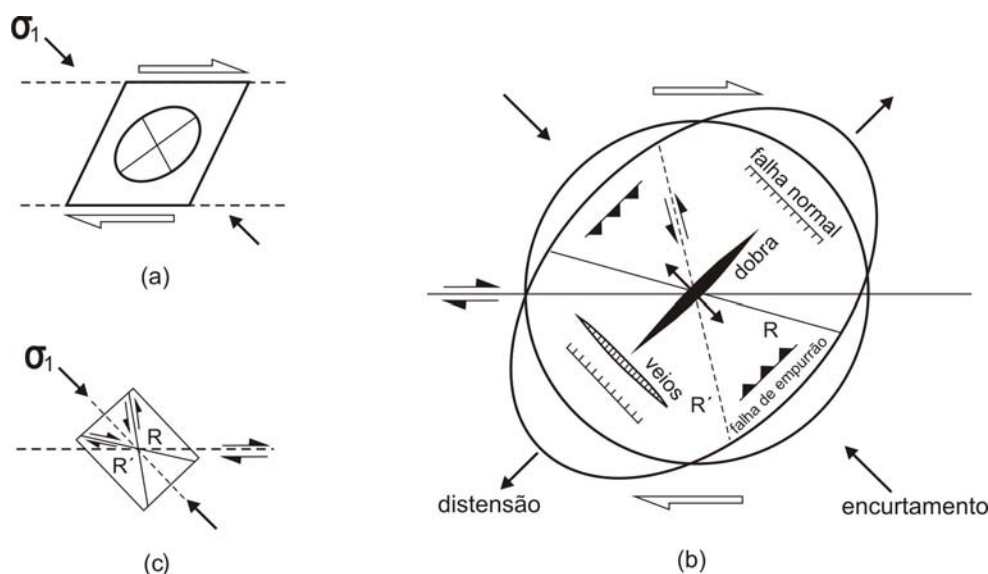


Figura 2.10 – Esquema que ilustra um elipsóide de deformação e a origem das estruturas formadas em falhas direcionais. (a) Vista em mapa de um cisalhamento simples dextral; o quadrado torna-se um paralelogramo e o círculo em seu interior torna-se uma elipse. (b) um detalhe do elipsóide de deformação indicando que dobras e falhas de empurrão formam-se perpendicular a direção de máximo encurtamento, enquanto que falhas normais e veios formam-se perpendicular à direção de máxima extensão; fraturas sintéticas (R) e antitéticas (R') formam-se em ângulo agudo com a direção de encurtamento. (c) detalhe das fraturas R e R' como um par conjugado (Van der Pluijm & Marshak 1997).

A simulação de falhas direcionais por meio de modelos físicos e matemáticos, amplamente descrita e debatida em artigos científicos (Van der Pluijm & Marshak 1997, Ahlgren 2001; McClay & Bonora 2001), demonstra detalhes sobre a nucleação e evolução de fraturas Riedel em zonas de falha. No entanto, a utilização do conceito baseado na identificação do modelo geométrico pode apresentar problemas para identificar se as fraturas escalonadas são do tipo R ou P. Outra dificuldade ocorre em falhas com rejeito oblíquo. Isto ocorre porque existe a tendência de se remeter à superfície erosiva na qual são observadas as fraturas a direção de movimentação principal.

Apesar da fragilidade do método, o modelo foi utilizado com ressalvas na ausência de indicadores consistentes para interpretação cinemática da área de estudo. Um dos critérios utilizados consistiu em projetar uma lineação de interseção formada entre o plano da fratura R e o plano formado pela ruptura (admitido como plano R'), a partir da qual foi inferida, a 90°, a lineação correlativa às estrias e/ou sulcos (*slickenlines*), expressa como Ln inferida na figura 2.11.

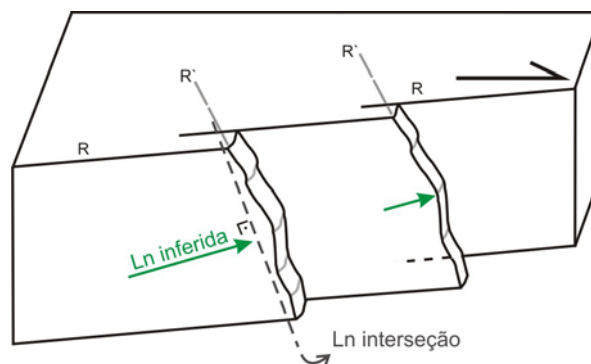


Figura 2.11 – Esquema ilustrando o método utilizado para inferir a lineação em arranjos escalonados.

Alguns modelos físicos e teóricos exibem a seqüência de nucleação das fraturas Riedel em zonas de falhas (Antonellini et al. 1994, Cladouhos 1999b; Ahlgren, 2001; Crider & Peacock, 2004). Nesses modelos, as fraturas sintéticas Riedel (R) surgem como segmentos retilíneos e dispostos *en échelon*, enquanto que fraturas P apresentam-se como segmentos anastomosados, denominados por alguns autores como foliação P e melhor observada em sedimentos finos. O reconhecimento dessas feições descritivas favorece a identificação em campo do tipo de fratura e conseqüentemente permite sua identificação cinemática. Em estágios finais da deformação ocorre a conexão entre os planos R e P, ampliando o caráter anastomosado da zona de falha (Fig. 2.9). A progressão da deformação tende a paralelizar os segmentos, com a acomodação da deformação por rotação e esmagamento dos grãos.

2.2.3. Elementos formadores das bandas de deformação

O processo de falhamento em baixas temperaturas pode resultar em duas estruturas principais. A primeira, gerada pela movimentação entre blocos, pode dar origem a planos de falha com superfícies polidas (*slickensides*) e estrias e/ou sulcos (*slickenlines*), geradas pela fricção e abrasão entre os blocos adjacentes. Nesse caso, a tensão aplicada é concentrada na ruptura entre os blocos e a deformação não se estende ao longo da rocha parental.

A segunda é composta pelas bandas de deformação, nas quais o deslocamento é acomodado ao longo de uma faixa, sem evidenciar um plano de

deslocamento individual. O produto mais comum do deslizamento entre dois blocos de rocha é o *gouge*, produzido pelo desgaste, sob condições brandas de deformação. Com baixa sobrecarga ou após pequeno deslocamento entre os blocos, a superfície pode mostrar evidências de dano apenas em pontos localizados, com fragmentos em alguns pontos, indicando áreas isoladas de contato. Entretanto, sob condições de cargas pesadas ou após grande quantidade de deslocamento, a superfície pode ficar inteiramente transformada em *gouge*. Neste caso, as grandes asperezas, rugosidades ou outras feições em larga escala são completamente preenchidas por *gouge* e a área de contato torna-se relativamente larga.

Em bandas de deformação sem cataclase, observa-se apenas a formação de fraturas de tração e a ausência de esmagamento e cominuição de grãos. A dilatação positiva observada sugere que as bandas de deformação sem cataclase formam-se sob condições de baixa à média tensões compressionais normais (Antonellini et al. 1994).

A principal característica das bandas de deformação com cataclase é a presença de esmagamento de grãos, intensa redução granulométrica e conseqüente redução da porosidade (Aydin, 1978; Antonellini et al. 1994). A evolução do conhecimento acerca das bandas de deformação, apoiada na análise microestrutural, permitiu o reconhecimento de outros elementos neste tipo de banda de deformação. Foram identificadas zonas danificadas (*damage zones*), que correspondem a zonas, compostas por grãos fraturados, posicionadas na porção intermediária entre a zona de *gouge* e a rocha parental não deformada (Kim et al. 2004). Os grãos sobreviventes (*survivors grains*), compostos por clastos, são normalmente arredondados e apresentam-se dispersos em meio à massa de *gouge*. Os grãos sobreviventes são rotacionados durante o processo de deformação e acabam tendo sua granulometria protegida pela massa cominuída à sua volta (Cladouhos 1999a). Outras discussões a respeito das bandas de deformação serão abordadas no capítulo 5.

CAPÍTULO 3

TECTÔNICA DA BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná é uma vasta província geológica fanerozóica situada no sudeste da Plataforma Sul-Americana. Configura uma depressão de aproximadamente 1.600.000 km² alongada na direção NNE-SSW, abrangendo partes do Brasil, Argentina, Paraguai e Uruguai (Fig. 3.1). Segundo Zalán et al. (1990), a bacia é do tipo flexural de interior cratônico, de natureza policíclica, com início da sedimentação no Ordoviciano. Outros autores postulam a hipótese de um rifte precursor como mecanismo responsável pela primeira fase de subsidência (e.g. Milani 1997).

O preenchimento da bacia, que chega a atingir até 7.000 m de espessura na sua calha central (Fig. 3.1), é constituído por rochas sedimentares e vulcânicas com idade variando do Ordoviciano ao Cretáceo. As rochas sedimentares são de natureza essencialmente siliciclástica, com ocorrências subordinadas de carbonatos, no Permiano. Espessos derrames vulcânicos e intrusivas associadas de idade eocretácea formaram-se em associação ao processo de ruptura do Gondwana no Mesozóico. As unidades mais importantes da bacia foram classificadas como seqüências tectono-sedimentares (Soares et al. 1978), grupos e formações (Schneider et al. 1974 e Milani et al. 1994) (Fig. 3.2) e seqüências deposicionais (Milani 1997).

O recente conhecimento geológico da Bacia do Paraná deve-se principalmente a estudos na faixa de afloramentos, mediante mapeamentos básicos executados pela Petrobras (e.g. Schneider et al. 1974) e CPRM (Aboarrage & Lopes 1986). Também são importantes os dados de seções sísmicas regionais e de cerca de 120 poços profundos perfurados na bacia durante várias campanhas de exploração petrolífera por parte da Petrobras, Paulipetro e, mais recentemente, por companhias estrangeiras como a El Paso. A espessa cobertura de rochas vulcânicas dificulta a investigação geológica de subsuperfície e a definição de prospectos exploratórios, pois os dados sísmicos até o momento obtidos são de baixa qualidade.

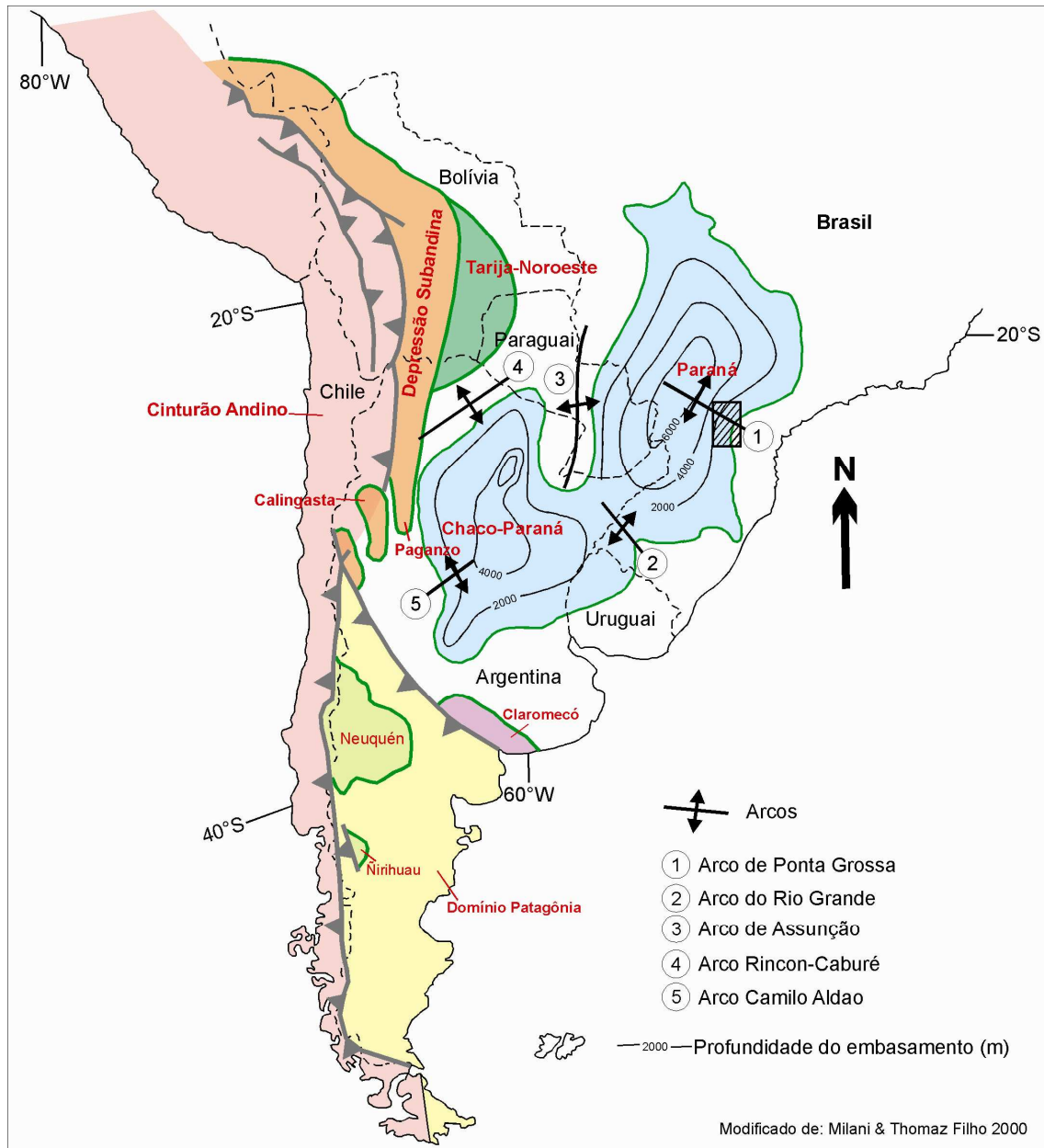


Figura 3.1 – Mapa síntese da situação tectônica da porção sul da América Latina.

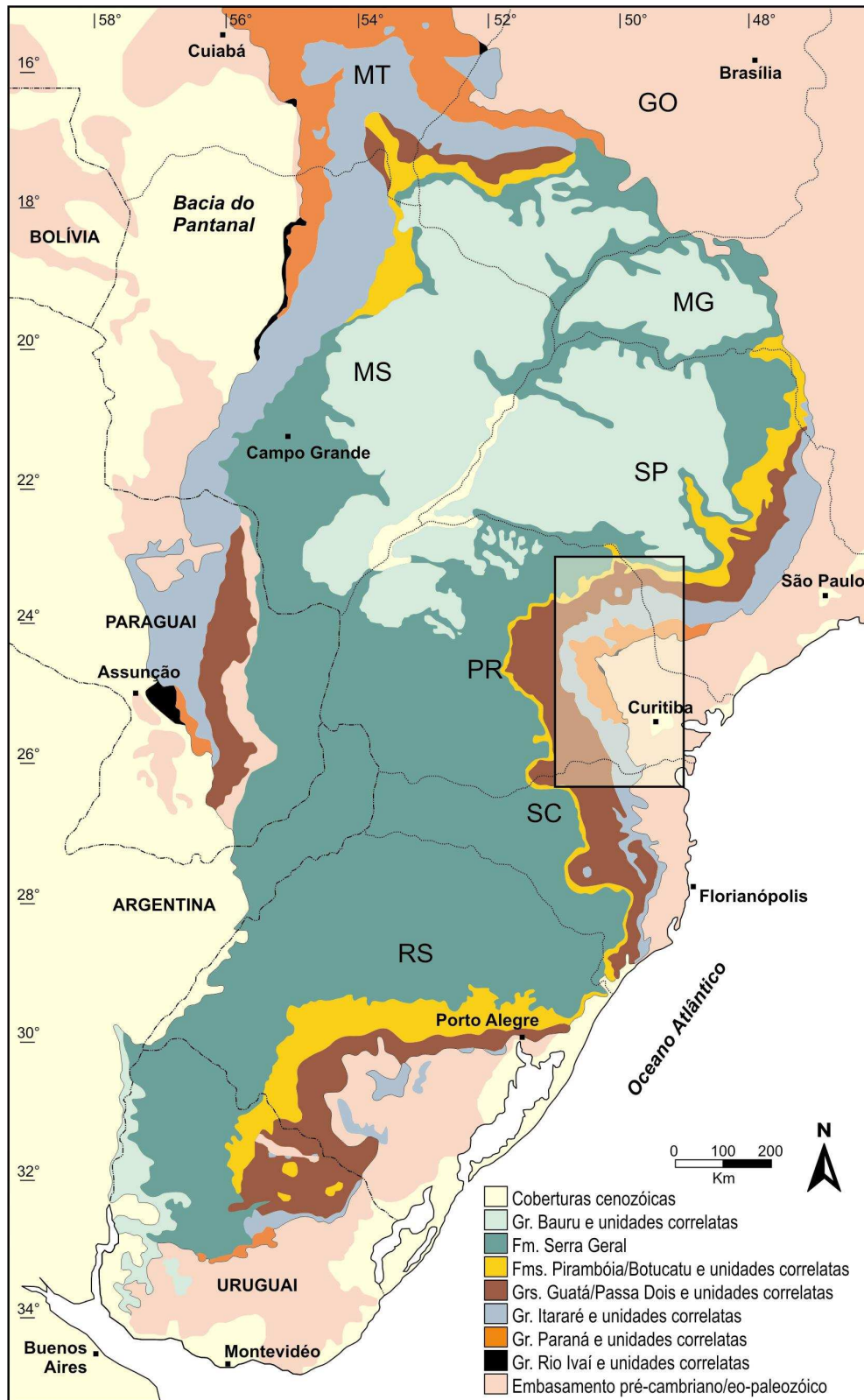


Figura 3.2 – Localização e esboço geológico da Bacia do Paraná com indicação da área estudada na borda leste da bacia.

3.1. EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR

A história de preenchimento da Bacia do Paraná transcorreu exclusivamente no interior do paleocontinente Gondwana, porém com reflexos dos eventos tectônicos ocorridos nas suas margens ativas no Paleozóico e no Mesozóico (Sanford & Lange 1960; Assine 1996; Milani 1997), influenciando em processos de subsidência, soerguimento e magmatismo. A implantação da bacia ocorreu sobre um embasamento heterogêneo (Fig. 3.3), constituído por núcleos cratônicos e faixas móveis aglutinados durante o Ciclo Orogênico Brasileiro (Zalán et al. 1990).

Segundo o modelo mais recente de arcabouço estratigráfico (Milani 2004), o registro da bacia pode ser subdividido em seis seqüências de 2ª ordem ou superseqüências limitadas por discordâncias regionais (Fig. 3.4). Essas seqüências retratam grandes estágios na evolução tectono-sedimentar da bacia, transcorridos durante os seguintes intervalos de tempo: 1. Neo-Ordoviciano – Eossiluriano; 2. Neossiluriano – Neodevoniano; 3. Neocarbonífero – Eotriássico; 4. Meso-Neotriássico; 5. Neojurássico – Eocretáceo; 6. Eo-Neocretáceo.

Apesar de divergências quanto à subdivisão e nomenclatura estratigráfica, a maioria dos autores assume que a deposição das diferentes seqüências ocorreu em ambientes tectônicos distintos, caracterizando o desenvolvimento de vários episódios de subsidência intercalados com períodos de soerguimento e erosão parcial (Zalán et al. 1990; Soares 1991; Milani 1997, 2004). Aspectos da evolução tectono-sedimentar dessas diferentes “bacias” são discutidos a seguir, de acordo com os intervalos correspondentes às seqüências definidas por Milani (2004).

3.1.1. Seqüência Neo-ordoviciano – Eossiluriana

Essa seqüência engloba, da base para o topo, as formações Alto Garças, Iapó e Vila Maria, compondo o que foi designado por Assine et al. (1994) de Grupo Rio Ivaí. Os sedimentos acumulados nesse intervalo estão relacionados à primeira fase de subsidência da Bacia do Paraná e sua natureza e distribuição podem auxiliar na interpretação da origem da bacia, um

de seus aspectos mais discutidos. No entanto, dados insuficientes de poços e a baixa qualidade sísmica na porção central da bacia não permitem obter elementos para avaliar de forma conclusiva uma ou outra hipótese de gênese.

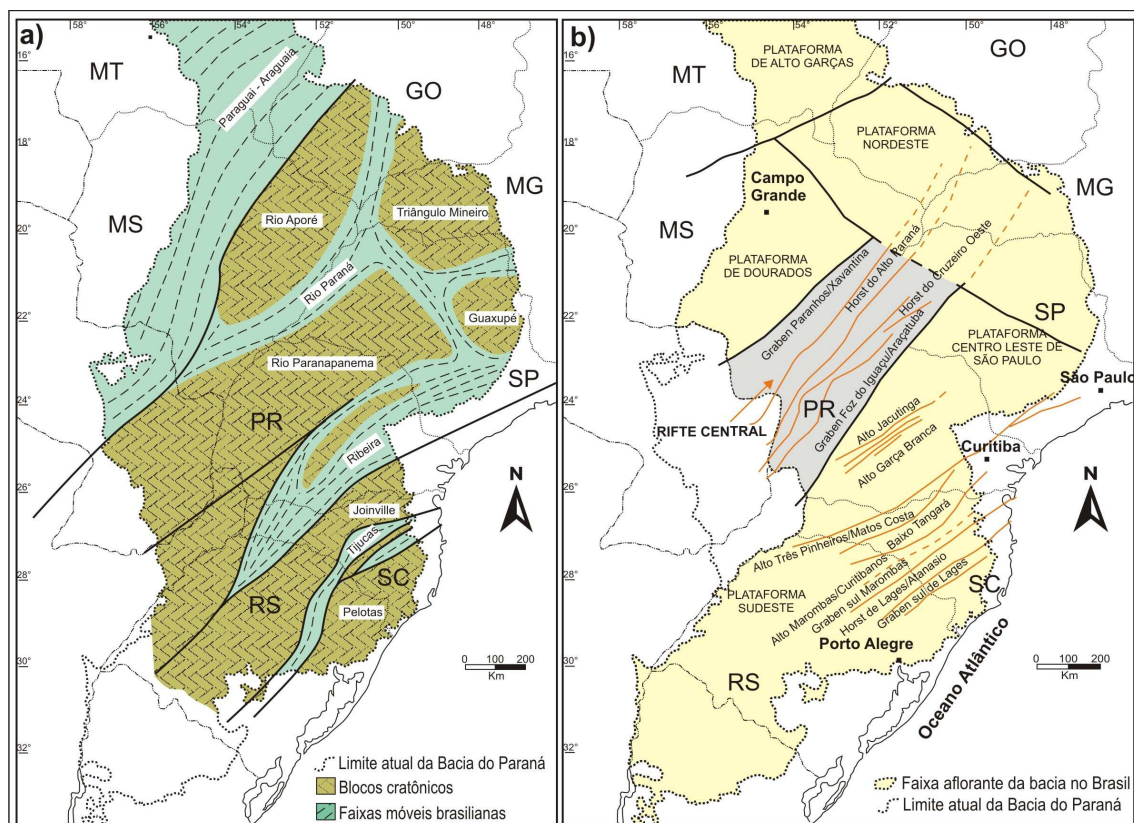


Figura 3.3 – Modelos de reconstituição estrutural do embasamento da Bacia do Paraná conforme: a) Milani & Ramos (1998) e b) Marques et al., 1993, compilado de Milani 2004.

Segundo Zalán et al. (1990), a origem da Bacia do Paraná está associada ao processo de subsidência flexural no interior do continente, denotando caráter de sinéclise intracratônica. O resfriamento litosférico de um “núcleo cratônico”, subsequente à aglutinação de micro placas no Ciclo Brasileiro, teria sido o responsável por essa flexura. Mesmo não havendo evidências conclusivas, os autores não descartam a hipótese de estiramento crustal como mecanismo inicial de subsidência. O modelo de subsidência flexural é compartilhado por Soares (1991), que admite não haver indícios de um rifte precursor sob a região onde se acumularam os sedimentos neo-orovicianos.

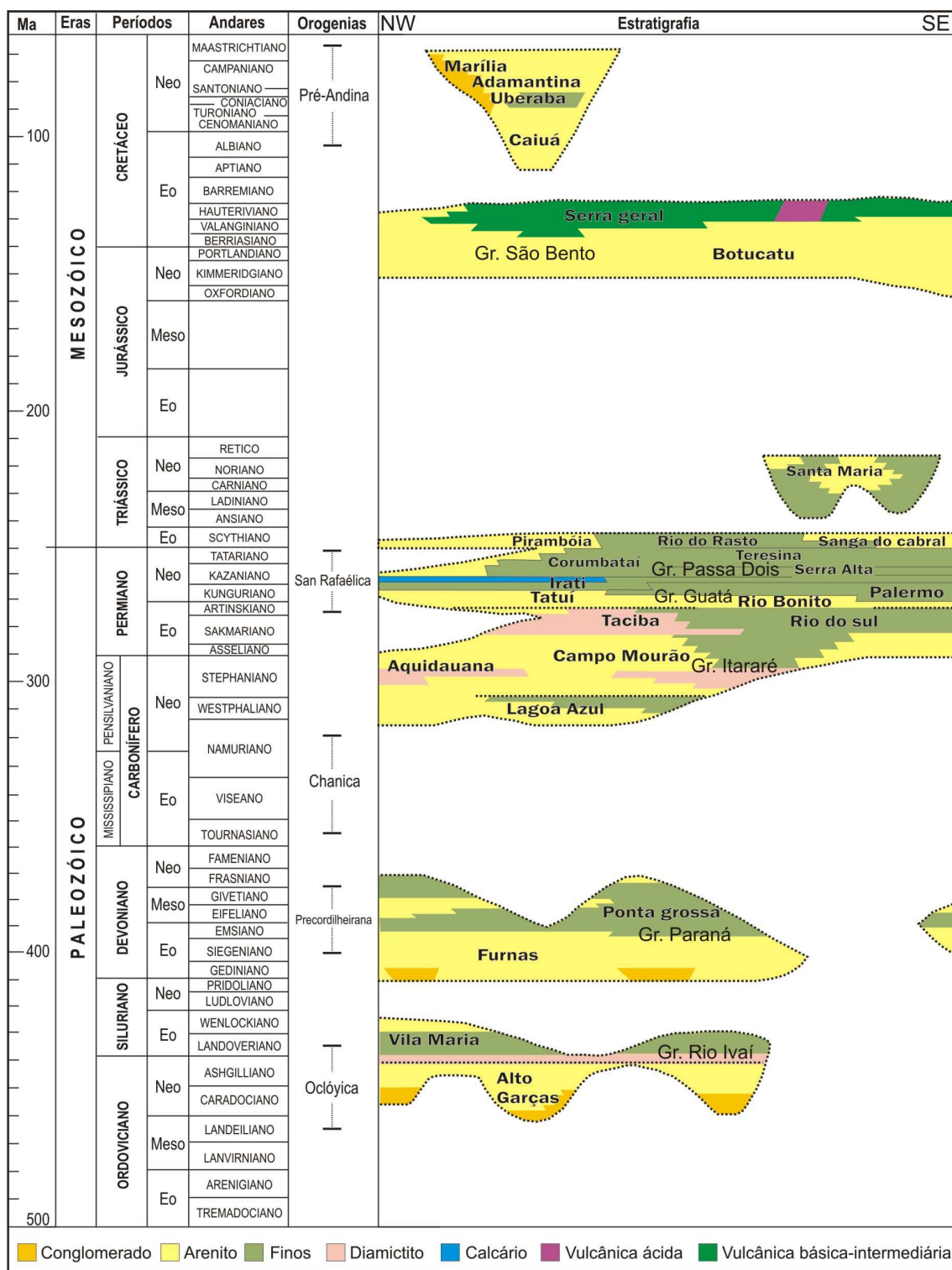


Figura 3.4 – Carta estratigráfica da Bacia do Paraná (Milani 2004) e correlação com as principais orogenias fanerozóicas sul-americanas indicadas por Zalán (2004).

Fúlfaro et al. (1982) e Milani (1997) defendem um rifte inicial que teria acomodado, em calhas tectônicas, os sedimentos basais da bacia. Evidências a favor dessa hipótese seriam a distribuição lateralmente interrompida dos arenitos da Formação Alto Garças e a existência do basalto Três Lagoas, testemunhado no poço homônimo em nível equivalente ao do Grupo Rio Ivaí (Milani 1997). Dados de geofísica aérea, sísmica de reflexão e poços profundos, analisados recentemente por Marques et al. (2003 apud Milani 2004) em relatório inédito da Petrobras, permitiram delimitar uma feição denominada genericamente de “rifte central” (Fig. 3.3b).

Segundo Milani (2004), o “rifte central” corresponde a uma depressão com mais de 200 km de largura, alongada na direção SW-NE e situada sob o eixo do atual rio Paraná. Internamente, a depressão é caracterizada por sistemas de horsts e grabens paralelos que condicionaram a sedimentação siluro-ordoviciano, mas não afetaram o pacote devoniano sobreposto (Fig. 3.3b). Milani & Ramos (1998) consideram que esforços compressivos associados à orogenia Oclóyica na margem do Gondwana promoveram a reativação transtensiva de antigas estruturas do embasamento no interior da placa, originando a calha inicial da Bacia do Paraná no Ordoviciano (Fig. 3.3a).

A deposição da seqüência Neo-Ordoviciano – Eossiluriano inicia-se com os arenitos e conglomerados da Formação Alto Garças, que encontra equivalência com o Grupo Caacupé no Paraguai, considerado de idade Ordoviciano. Segundo Assine et al. (1994), a sedimentação dessa unidade areno-conglomerática ocorreu em ambiente inicialmente continental aluvial, condicionado por baixos estruturais, passando a marinho litorâneo no topo.

Diamictitos da Formação Iapó assentam-se em contato erosivo sobre a Formação Alto Garças, constituindo evidência de evento glacial de proporções continentais no limite Ordoviciano-Siluriano, com registros conhecidos em diversas bacias do Gondwana. Com a deglaciação, importante episódio de inundação marinha é registrado na bacia, acompanhado de estabilização tectônica. As camadas marinhas desse episódio são representadas pelos folhelhos eossilurianos da Formação Vila Maria (Faria 1982 apud Assine et al. 1994).

Segundo Assine (1996), o Grupo Rio Ivaí foi depositado em um golfo aberto para oeste, no sentido da margem continental passiva do proto-Pacífico. O encerramento da deposição desta seqüência é marcado por uma fase de regressão marinha, parcialmente registrada nas fácies progradantes do topo da Formação Vila Maria, o que viria a culminar com exposição aérea e implantação da discordância que separa esses estratos da porção basal da seqüência seguinte (discordância neossiluriana).

3.1.2. Seqüência Neossiluriana – Neodevoniana

Essa seqüência é representada pelos arenitos continentais e marinhos da Formação Furnas e folhelhos e arenitos plataformais e transicionais da Formação Ponta Grossa (Grupo Paraná), constituindo registro de um ciclo transgressivo-regressivo completo na Bacia do Paraná (Assine et al. 1994). O Grupo Paraná atinge espessura de até 900 metros e dispõe-se em discordância sobre estratos mais antigos da bacia ou sobre o embasamento pré-cambriano/eopaleozóico. Sua área de ocorrência em subsuperfície estende-se desde o Estado de Santa Catarina até o extremo norte da bacia. Na faixa de afloramentos, está bem representado na região do Arco de Ponta Grossa, do sul do Paraná ao sul de São Paulo, bem como nos estados de Goiás, Mato Grosso e Mato Grosso do Sul.

O início da sedimentação do Grupo Paraná é tradicionalmente posicionado no Eo-Devoniano (Daemon et al. 1967; Assine 1996), embora a ausência de fósseis com valor cronoestratigráfico na Formação Furnas impossibilite datações satisfatórias. Outros autores, tais como Bergamaschi (1992), admitem que pelo menos a porção basal da Formação Furnas seja de idade neossiluriana, o que em parte é corroborado por correlações com bacias subandinas.

Segundo Milani & Ramos (1998), a subsidência que acomodou os sedimentos devonianos possui equivalência temporal com a Orogenia Precordilheirana. A fase mais acelerada de subsidência transcorreu no Eo-Devoniano (Praguiano-Emsiano), levando ao afogamento generalizado da plataforma arenosa Furnas e deposição dos pelitos da Formação Ponta Grossa. O clímax da orogenia apresenta, de acordo com Milani & Ramos

(1998), boa correlação com o pico de inundação marinha da seqüência, posicionado no Membro Jaguariaíva da Formação Ponta Grossa.

Numa posição em parte divergente àquela dos últimos autores, Zalán et al. (1990) sugerem que o Arco de Assunção, importante elemento estrutural presente na borda oeste da Bacia do Paraná, comportou-se como entidade tectônica positiva durante o intervalo Siluriano-Devoniano, originando discordância entre as Formações Furnas e Ponta Grossa e restringindo a paleogeografia do “mar devoniano”. Nessa interpretação, o citado alto estrutural teria assumido papel de protuberância (*bulge*) periférica, limitando dois depocentros principais. Porém, conforme mencionado por Milani & Ramos (1998), o padrão regular de distribuição das fácies e a feição tabular da sucessão devoniana não se coadunam com a presença desse alto e sugerem subsidência sincronizada nos domínios intracratônico e de antepaís. O domínio de antepaís seria relativo ao cinturão colisional localizado na margem meridional do Gondwana, ativo durante praticamente todo o Fanerozóico (Milani & Ramos, 1998). Além disso, a idéia de uma discordância separando as formações Furnas e Ponta Grossa é bastante questionável, já que há muito foram descritas evidências de passagem transicional entre as mesmas, em afloramentos no Estado do Paraná (Camadas de Transição, Petri 1948).

O topo da Formação Ponta Grossa representa uma seção regressiva parcialmente preservada da erosão que precedeu a sedimentação neocarbonífera (discordância Pré-Pensilvaniano). O registro mais completo dessa progradação foi constatado no poço de Apucarana (2-AP-1-PR), norte do Paraná, no qual foram perfurados arenitos de provável idade Frasniana (Neodevoniano), acima do folhelho São Domingos. Por outro lado, em outros segmentos da bacia, a Formação Ponta Grossa foi totalmente removida pela erosão. Essa erosão diferencial ocorreu como resposta a soerguimentos ocorridos na Bacia do Paraná como reflexo da Orogenia Chanica ou Eo-Herciniana (López-Gamundí & Rossello 1993), manifestados por basculamentos regionais e movimentos verticais ao longo de falhas herdadas do embasamento.

3.1.3. Seqüência Neocarbonífera – Eotriássica

A seqüência Neocarbonífera – Eotriássica representa a sucessão sedimentar mais espessa da Bacia do Paraná e engloba, da base para o topo, os grupos Itararé, Guatá e Passa Dois. Seu limite basal é marcado por pronunciada superfície erosiva atribuída à discordância pré-Pensilvaniano (Soares 1991). O substrato esculpido por essa disconformidade é heterogêneo, sendo constituído por rochas mais antigas da bacia e pelo embasamento ígneo e metamórfico precambriano/eopaleozóico. O hiato envolvido na discordância pré-Pensilvaniana é variável ao longo da bacia, representando um tempo mínimo de 55 Ma sem registro estratigráfico preservado.

Na opinião de Milani (1997), a subsidência iniciou-se ainda no eocarbonífero e deveu-se à reativação de descontinuidades do embasamento sob o campo de tensões da Orogenia Chanica. A ausência de depósitos dessa idade na Bacia do Paraná, diferentemente do que ocorre na Precordilheira argentina (Bacia Paganzo), foi atribuída à presença de geleiras no sítio deposicional. Para Zalán et al. (1990), a própria carga exercida por essas massas de gelo continentais teria atuado como mecanismo adicional de subsidência (glácio-isostasia).

Após longo período de erosão e/ou não deposição, a sedimentação na Bacia do Paraná foi retomada no Westphaliano (Neocarbonífero), sob forte influência glacial. Os depósitos mais antigos são as fácies glaciogênicas da Formação Lagoa Azul, unidade basal do Grupo Itararé, segundo França & Potter (1988). A distribuição desta unidade em subsuperfície sugere de início uma área mais subsidente no centro-norte da bacia, que teria acomodado até 400 m de sedimentos.

Estruturas antigas do embasamento provavelmente condicionaram a sedimentação Itararé, conforme apontado por diversos autores (e.g. Fúlfaro et al. 1982; Ferreira 1982; França & Potter 1988; Zalán et al. 1990; Eyles et al. 1993). O mapa de isópacas da unidade (Fig. 3.5) mostra uma zona com grandes espessuras (> 1.200 m) definindo uma faixa de direção SE-NW no sudoeste do Estado de São Paulo. É bastante sugestivo que falhas associadas ao lineamento de Guapiara (Fig. 3.6) tenham controlado uma calha tectônica que controlou o início da sedimentação. Zalán et al. (1990) e Eyles et al. (1993)

destacam ainda que a presença de falhas normais, bruscas variações laterais de fácies e depósitos de escorregamentos de massa seriam evidências de atividade tectônica distensiva durante a deposição do Grupo Itararé.

A conformação da bacia perdurou por quase todo o tempo de deposição das rochas do Grupo Itararé na forma de uma rampa inclinada para norte, com proveniência de sedimentos principalmente de sudeste. A transgressão marinha eopermiana, como resposta à deglaciação, promoveu o progressivo *onlap* dos estratos do Grupo Itararé para sul, até a sedimentação atingir a periferia do escudo riograndense. A deposição das unidades média e superior do Grupo Itararé (Campo Mourão e Taciba) ocorreu associada a uma progressiva expansão do sítio deposicional, que culminou com época de máxima inundação marinha e calmaria tectônica registrada em folhelhos sakmianos (Eopermiano) da Formação Taciba (Folhelho Passinho).

Segundo Milani (1997), a partir do Eopermiano a Bacia do Paraná foi submetida a um rearranjo geométrico, com transferência dos depocentros para sul e soerguimentos na porção norte. Com isso, o desenvolvimento de uma discordância eopermiana separando os grupos Itararé e Guatá ocorreu de forma mais pronunciada ao norte, causando incisão de vales e progradação dos sistemas deposicionais flúvio-deltaicos das formações Tatuí e Rio Bonito. Essa discordância omite, na parte norte da bacia, todo o registro Arstinskiano e boa parte do Kunguriano (Milani 1997).

O segmento transgressivo do ciclo Neocarbonífero – Eotriássico termina nos folhelhos da parte superior do Grupo Guatá (Formação Palermo), que representam a superfície de inundação máxima da superseqüência. Segundo Milani (1997), esse afogamento generalizado da bacia foi influenciado por processo de subsidência acelerada, retomada a partir do limite Artinskiano/Kunguriano, como reflexo da Orogenia San Rafaélica.

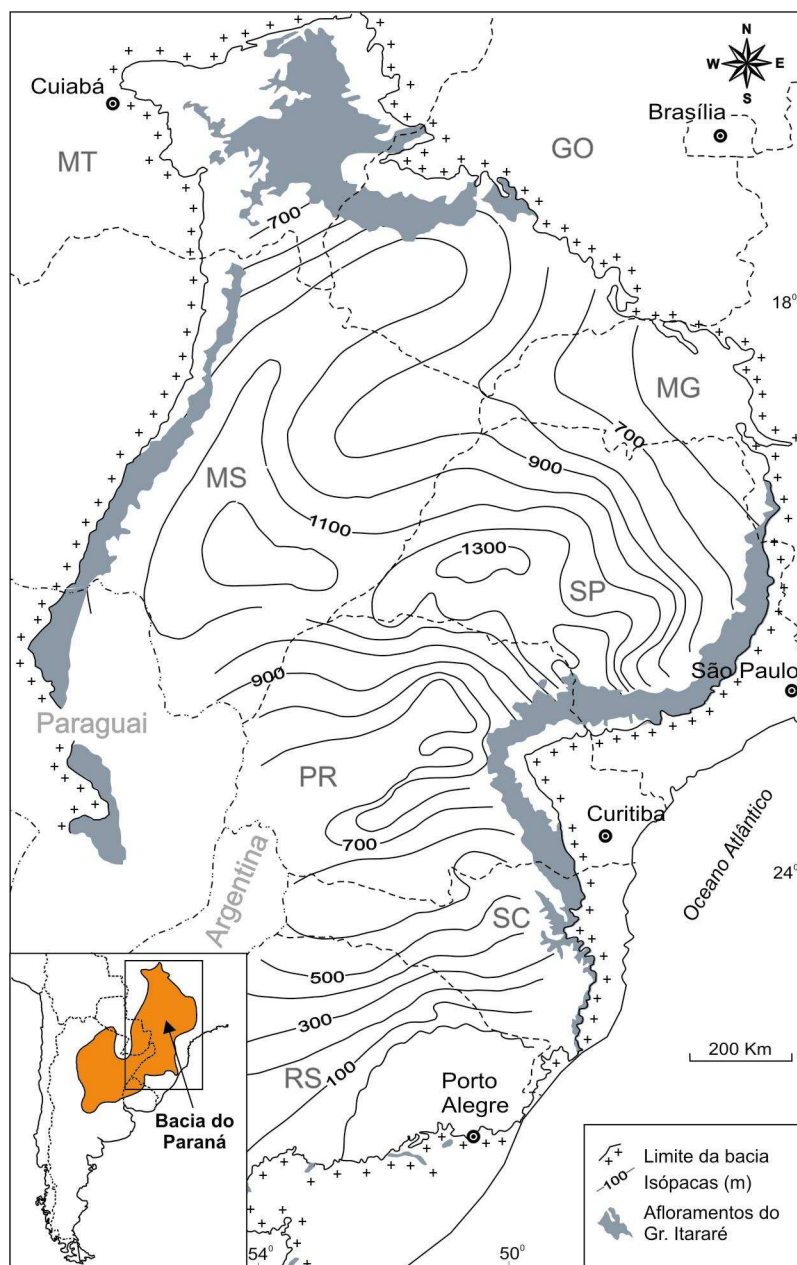


Figura 3.5 – Mapa de isópacas do Grupo Itararé (modificado de França & Potter 1988).

A Formação Irati, imediatamente acima da Formação Palermo, representa fase de equilíbrio entre tectônica e eustasia e estagnação do ambiente sedimentar, resultando na deposição de carbonatos e folhelhos betuminosos. Após isso, houve subida relativa do nível do mar num contexto de 3ª ordem, manifestada apenas na porção sul da bacia (Santa Catarina e Paraná) pela deposição dos pelitos da Formação Serra Alta (Milani 1997), enquanto que no norte a tendência regressiva já se iniciava com a sedimentação da Formação Corumbataí.

O surgimento de arcos magmáticos na margem ativa da Placa Sul-Americana, durante a Orogenia San Rafaelica, teria sido responsável pela restrição geográfica da Bacia do Paraná e obstáculo à incursão marinha a partir do Neopermiano (Milani 1997). Nesse contexto, leitos tufáceos associados ao magmatismo Choiyoi ocorrem intercalados em várias unidades permianas, inclusive na Formação Rio Bonito (Coutinho et al. 1991 apud Milani 1997).

Durante essa orogenia, desenvolveu-se o cinturão de dobramentos La Ventana, no leste argentino, caracterizado por intensa deformação de sedimentos paleozóicos. Para alguns autores, a propagação dos esforços para o interior da placa causou a reativação transcorrente de antigas falhas do embasamento da Bacia do Paraná, tais como os lineamentos Perimbó, Jacutinga e Lancinha-Cubatão (e.g. Rostirolla et al. 2000, 2003). Algumas estruturas dômicas que ocorrem na bacia estariam associadas a essas reativações (Rostirolla et al. 2000).

A fase de continentalização e assoreamento da Bacia do Paraná aparece de forma mais efetiva no topo da seqüência, com a deposição do trato Pirambóia - Sanga do Cabral, representando sedimentação flúvio-eólica marginal ao corpo d'água remanescente representado pela Formação Rio do Rasto (Milani 1997). O autor citado considera, em oposição ao modelo anteriormente concebido, uma contemporaneidade entre as formações Rio do Rasto e Pirambóia, estando essa última restrita à parte paulista da bacia.

A Formação Rio do Rasto exhibe, em afloramentos na porção central do Arco de Ponta Grossa, um conjunto de estruturas tectônicas compressivas e distensivas, com rico acervo de dobras, falhas normais e de empurrão penecontemporâneas à sedimentação (Strugale, 2002). Strugale (2002), ao analisarem tais estruturas e seu respectivo campo de paleotensões, associaram a deformação a eventos compressivos ocorridos na borda meridional da Plataforma Sul-Americana durante a Orogenia La Ventana (Neopermiano – Neotriássico).

3.1.4. Seqüência Meso-Neotriássica

Na concepção de Milani (1997), estratos pelito-arenosos de idade triássica, que ocorrem restritos ao Estado do Rio Grande do Sul, abrigam uma

assembléia de vertebrados fósseis que não encontra equivalência em nenhuma outra porção da bacia. Por isso, e por tratar-se de um intervalo limitado por discordâncias regionais, o autor propôs sua individualização como uma superssequência Meso-Eotriássica distinta, com cerca de 200 m de espessura, denominada de Gondwana II.

Na faixa de afloramentos, os referidos depósitos se inserem na unidade Santa Maria, que antes era considerada lateralmente equivalente à Formação Pirambóia (Milani et al. 1994). A Formação Santa Maria é constituída basicamente por arenitos fluviais e pelitos lacustres vermelhos, com eventual contribuição eólica (Faccini 1989 apud Milani 1997). Segundo os mesmos autores, intercalados aos pelitos subaquosos ocorrem arenitos de geometria sigmóide constituindo lobos de frente deltaica.

Segundo Milani (1997), o desaparecimento dos depósitos dessa “bacia triássica” em subsuperfície, na porção norte do Rio Grande do Sul, sugere limite tectônico abrupto nessa área. A hipótese aventada pelo autor é de uma bacia distensional controlada por grabens assimétricos, com depósitos fluviais acumulando-se sobre a rampa flexural e pelitos lacustres na calha mais subsidente. A formação desses grabens estaria relacionada, no âmbito do Gondwana Ocidental, à tendência distensional NE-SW experimentada por esta região do supercontinente após o Permiano, conforme exemplificado pelas bacias de Cuyo e Ischigualasto na Argentina.

3.1.5. Sequência Neojurássica – Eocretácea

A sedimentação jurássica da Bacia do Paraná sucedeu um longo período de erosão, associado à peneplanização e deflação eólica. Com exceção da restrita área de ocorrência dos depósitos meso-neotriássicos, a lacuna no registro sedimentar atinge cerca de 100 Ma, sendo a maior verificada na coluna da bacia. O regime tectônico distensivo, responsável pelo mecanismo de subsidência dominante (Milani 1997), atuou durante a sedimentação triássica e permaneceu ativo até o juro-cretáceo.

A sequência Neojurássica-Eocretácea é composta pelos arenitos eólicos da Formação Botucatu e pelas vulcânicas da Formação Serra Geral. A primeira encontra equivalência na Formação Tacuarembó, na porção uruguaia da bacia,

configurando um extenso deserto arenoso. Arenitos eólicos e basaltos se intercalam próximo ao topo da Formação Botucatu, o que indica contemporaneidade entre derramamento de lavas e sedimentação eólica. A carga exercida pelos derrames vulcânicos progressivamente empilhados gerou subsidência adicional, criando espaço de acomodação para a continuidade da sedimentação Botucatu, sobretudo na parte sul da bacia (Milani 1997).

O magmatismo Serra Geral é considerado o mais extenso e volumoso derrame de lavas continentais do planeta. A espessura máxima observada é de 1700 m próximo ao eixo do Rio Paraná. Os litotipos dominantes são basaltos toleíticos e andesitos basálticos, com ocorrência subordinada de riolitos e riodacitos. Associados ao vulcanismo, houve a implantação de inúmeros diques e soleiras que ocorrem, com maior ou menor abundância, inseridos em toda a seção sedimentar da bacia.

O evento magmático foi disparado pelo mais importante episódio tectônico ao qual a bacia foi submetida, relacionado à ruptura do Gondwana e início da formação do Atlântico Sul no Eocretáceo (Zalán et al. 1990). Devido ao campo de tensões dominante, as intrusivas se instalaram principalmente ao longo de estruturas distensivas de direção noroeste, produzindo grandes anomalias gravimétricas e magnetométricas.

O magmatismo Serra Geral, de natureza predominantemente basáltica, envolveu profundamente o embasamento da bacia, reativando antigas descontinuidades e criando novos conjuntos de falhas e fraturas, que proporcionaram o extravasamento de grandes volumes de rocha. Diques de direção NW-SE, incluindo o conjunto Arco de Ponta Grossa, foram intrudidos em evento distensional associado à rotação dextrógira das zonas de falha envolvidas (Strugale 2002). A atividade mesozóica foi datada pelo método Ar/Ar, em amostras de diferentes níveis estratigráficos e os resultados indicaram atividade entre 137 e 127 Ma.

3.1.6. Seqüência Eo-Neocretácea

A última grande fase deposicional da Bacia do Paraná engloba os depósitos continentais suprabasálticos Bauru e Caiuá, predominantemente areno-conglomeráticos, presentes do noroeste do Estado do Paraná, ao sul de

Goiás. No modelo de Fernandes (1998), os grupos Bauru e Caiuá corresponderiam a unidades contemporâneas e lateralmente associadas, definindo o preenchimento da “Bacia Bauru”. O pacote sedimentar como um todo apresenta espessura máxima de 300 m e apoia-se em discordância regional sobre as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral

Diversas litofácies/formações constituem o conjunto Bauru – Caiuá, representando diferentes contextos deposicionais inseridos num quadro de sedimentação predominantemente eólica na porção meridional (Caiuá) e aluvial na setentrional (Bauru). Dentre as várias unidades litoestratigráficas previamente definidas (e.g. Fernandes 1998; Paula e Silva et al. 2005) destacam-se, na classificação de Milani (2004), as formações Caiuá, Uberaba, Adamantina e Marília.

O depocentro da bacia Bauru coincide geograficamente com a zona de maior espessura de rochas ígneas sotopostas, na parte central da Bacia do Paraná. Por isso, sugere-se que a subsidência para acomodar os sedimentos cretáceos deve-se ao processo de ajuste flexural após o resfriamento das lavas basálticas (Zalán et al. 1987, Milani 1997).

3.2. ARCABOUÇO ESTRUTURAL

Os episódios tectônicos recorrentes, que caracterizaram a dinâmica de subsidência e soerguimento na Bacia do Paraná durante o Fanerozóico, imprimiram perturbações nos depósitos previamente acumulados, resultando num padrão estrutural complexo associado à superposição de várias fases ou eventos deformacionais.

Em linhas gerais, a bacia é compartimentada estruturalmente por grandes zonas de falhas, refletidas em anomalias geofísicas lineares e rupturas de relevo, além de arqueamentos e flexuras (Fig. 3.6). Dentre os trabalhos sistemáticos de mapeamento das grandes estruturas presentes na bacia destacam-se Ferreira (1982), Soares et al. (1982), Zalán et al. (1990) e Freitas (2005), baseados em dados de diferentes naturezas, tais como geofísica aérea, imagens de radar, Landsat e modelos digitais SRTM/Nasa.

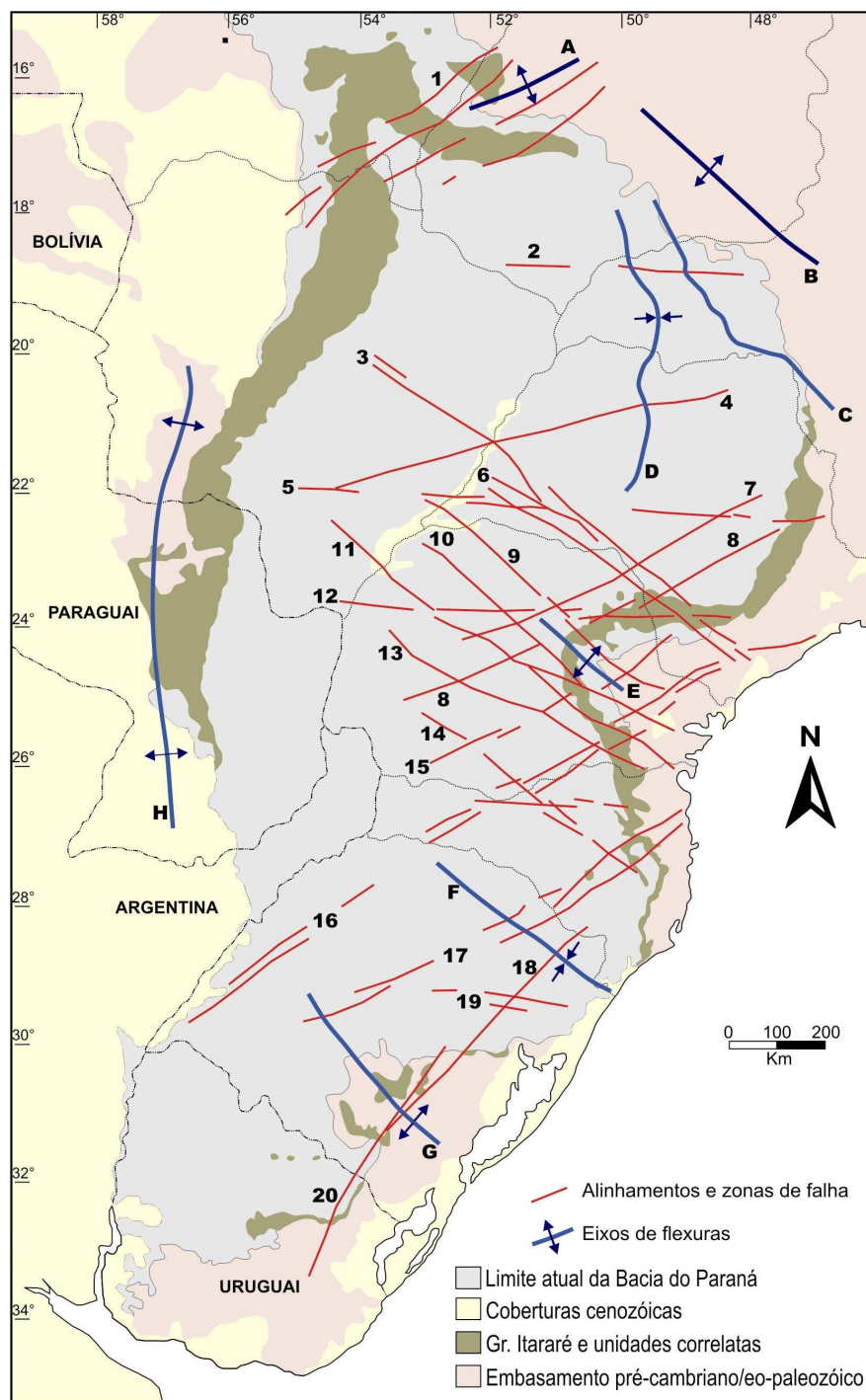


Figura 3.6 – Localização dos principais elementos tectônicos da Bacia do Paraná (modif. de Vieira 1973, Ferreira 1982 e Zalán et al. 1987): 1) Transbrasiliano; 2) Cassilândia; 3) Guapiara; 4) Araçatuba; 5) Moji-Guaçu/Dourados; 6) Santo Anastácio; 7) Guaxupé; 8) Jacutinga; 9) São Jerônimo/Curiúva; 10) Rio Alonzo; 11) Cândido de Abreu/Campo Mourão; 12) São Sebastião; 13) Rio Piquiri; 14) Caçador; 15) Taxaquara; 16) Lancinha/Cubatão; 17) Blumenau/Soledade; 18) Leão; 19) Bento Gonçalves; 20) Açotea; A) Arco de Bom Jardim de Goiás; B) Arco do Alto Paranaíba; C) Flexura de Goiânia; D) Baixo de Ipiáçu/Campina Verde; E) Arco de Ponta Grossa; F) Sinclinal de Torres; G) Arco do Rio Grande; H) Arco de Assunção.

Um dos modelos mais utilizados é aquele apresentado por Zalán et al. (1987, 1990), onde foram definidos grandes lineamentos estruturais, principalmente de direção NW e NE e subordinadamente E-W, muitos deles associados as estruturas herdadas do embasamento (Fig. 3.6). Segundo os autores, tais estruturas representam falhas individuais, zonas de falha com centenas de quilômetros de comprimento e dezenas de quilômetros de largura, lineamentos de natureza incerta e eixos de arcos e flexuras.

Segundo Rostirolla et al. (2006), a presença dos arqueamentos na bacia exerce papel fundamental na sua compartimentação estrutural, formando três grandes domínios com estilos estruturais distintos: 1) a norte do Arco de Ponta Grossa, 2) entre os arcos de Ponta Grossa e Rio Grande e 3) a sul do Arco de Rio Grande, este último coincidente com o limite da Bacia do Chaco-Paraná.

No Estado do Paraná, uma das feições estruturais mais proeminentes relaciona-se ao Arco de Ponta Grossa (Ferreira 1982) (Fig. 3.6). A evolução do arco insere-se nitidamente num contexto de deformação pós-paleozóica, exercendo controle na geração de falhas normais que seccionam a sucessão sedimentar (Fig. 3.7) e na intrusão de diques de diabásio SE-NW alinhados conforme o seu eixo. Segundo Ferreira (1982), o Arco de Ponta Grossa é limitado ao sul pelo lineamento do Rio Piquiri e ao norte pela zona de falha de Guapiara e sua charneira coincide grosso modo com a área compreendida entre os lineamentos São Jerônimo – Curiúva e Rio Alonzo.

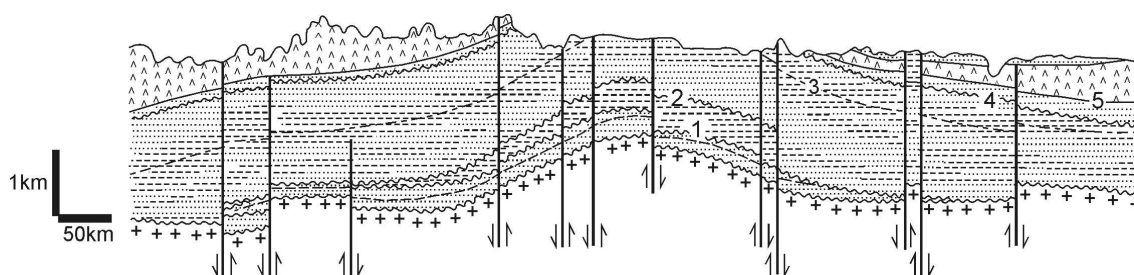


Figura 3.7 – Seção regional cruzando a área do Arco de Ponta Grossa, ilustrando o arcabouço estrutural/estratigráfico das unidades da Bacia do Paraná (Zalán et al. 1990). 1 – topo da sucessão siluriana; 2 – topo da sucessão devoniana; 3 – folhelhos da Formação Irati; 4 – topo da sucessão permiana; 5 – base da Formação Serra Geral.

O desenvolvimento e evolução dos grandes arcos e altos associados exerceram controle significativo na tectônica modificadora da seção sedimentar

e na conformação geométrica atual da bacia. O Arco de Ponta Grossa orientado na direção NW e com suave mergulho no sentido da bacia, teve durante a evolução tectônica da bacia, vários pulsos de ascensão. Alguns autores (Fúlfaro et al. 1982, Almeida et al. 1980) acreditam na presença deste arco já no Devoniano, devido à ocorrência de areias lenticulares na Formação Ponta Grossa.

O Arco de Assunção, de direção aproximada norte-sul limita a bacia na parte oeste e seu soerguimento está associado a respostas flexurais da compressão andina no Cenozóico (Milani & Zalán 1999). O limite leste da bacia corresponde a uma área afetada pelo rifte do Atlântico Sul e abertura do oceano, o que causou soerguimentos e erosão da seção sedimentar paleozóica-mesozóica. Na parte norte, destaca-se o Arco do Alto Paranaíba (Zalán et al. 1990), que controla um forte alinhamento SE-NW da borda erosiva da bacia.

A reativação de estruturas herdadas do embasamento é um fenômeno de ocorrência relativamente comum em bacias intracratônicas. A análise das várias fases de atividade dessas estruturas é fundamental no entendimento da evolução tectônica e sedimentar no interior das placas, auxiliando ainda na determinação de armadilhas retentoras de petróleo (Rostirolla et al. 2006). Na Bacia do Paraná, vários autores já enfatizaram a reativação de estruturas herdadas do embasamento, quase sempre ressaltando a movimentação de falhas antigas como um processo fundamental na determinação do arranjo geométrico e padrão deformacional da Bacia do Paraná.

Segundo Rostirolla et al. (2006) os planos de fraqueza do embasamento aflorante da bacia apresentam-se como estruturas contínuas, mas na cobertura sedimentar os reflexos de sua reativação são conjuntos alinhados de falhas em feixe ou localmente em arranjo *en échelon*, configurando faixas de dezenas de quilômetros de largura, onde se alternam altos e baixos alinhados. Esta geometria é encontrada tanto nas falhas NE como nas falhas NW, mas preferencialmente nas primeiras.

O estudo de reativações fanerozóicas de falhas herdadas do embasamento na Bacia do Paraná é atividade relativamente nova, principalmente os trabalhos que empregam análise estrutural sistemática com

dados de afloramentos (descritiva, cinemática e dinâmica). Neste sentido, podem ser citadas as contribuições de Oliveira (1991), Rostirolla et al. (2000, 2003) e Riccomini et al. (2005), que utilizaram indicadores cinemáticos medidos em campo adicionados a informações obtidas em mapas estruturais, geofísica e sensores remotos para avaliar o papel dessas estruturas sobre a seção sedimentar/vulcânica.

Dentre as estruturas do embasamento que apresentam comprovada atividade fanerozóica destacam-se as zonas de falha da Lancinha e Jacutinga (Fig. 3.6), de direção NE e com principal época de atividade anterior ao Cretáceo. A última é particularmente interessante por controlar a presença de altos estruturais dômicos afetando a cobertura sedimentar, tais como o domo de Quatiguá, no nordeste paranaense (Rostirolla et al. 2000), e o domo de Piratininga, situado no sudoeste do Estado de São Paulo.

Segundo Rostirolla et al. (2003, 2006), observa-se que o registro deformacional fanerozóico ao longo das falhas NE ocorreu principalmente no Permiano e apresenta cinemática dominante sinistral. Essa deformação poderia estar relacionada à propagação de tensões compressionais no interior da placa, associadas à Orogenia San Rafaélica ou La Ventana (Ramos 1988, Tankard et al. 1995, Milani 1997), quando ocorreu a sutura da Patagônia com a América do Sul. A Orogenia La Ventana, com tensão principal máxima N-S, teria condicionado, desta forma, a reativação das falhas NE.

CAPÍTULO 4

ANÁLISE ESTRUTURAL DO GRUPO ITARARÉ

Neste capítulo são apresentadas as análises e as interpretações de dados de sensores remotos e também de dados estruturais de campo. Isto incluiu a descrição geométrica dos sistemas de juntas e falhas observados nos litotipos do Grupo Itararé. A área selecionada para a análise estrutural abrange a faixa de afloramento do Grupo Itararé na região do Arco de Ponta Grossa (ver figuras 1.1 e 1.2, páginas 7 e 8). A abordagem multi-escala, incluindo a descrição de estruturas em imagens de sensores remotos e atividades de campo regionais e locais, permitiu a integração e associação das diversas ferramentas de caracterização estrutural.

As informações de campo incluem dados de âmbito regional, adquiridos ao longo da faixa de afloramentos estudada e em áreas de detalhe selecionadas por apresentarem boas exposições de reservatórios análogos (arenitos Lapa, Pedra Alta, Vila Velha e Barreiro). As estruturas identificadas foram analisadas conforme seus atributos descritivos, indicadores cinemáticos e correlacionadas aos elementos interpretados a partir dos sensores remotos.

A interpretação de lineamentos foi realizada em toda a área de exposição das rochas dos grupos Paraná e Itararé (ver figura 2.2, página 13), com o intuito de comparar a densidade e padrão de fraturamento. A densidade de lineamentos é maior em rochas do Grupo Itararé (Fig. 4.1), em função das características dos segmentos, posto que estes se apresentam com pequeno comprimento e grande frequência, o que torna seu reflexo acentuado no relevo. Na faixa de afloramentos do Grupo Paraná há queda na frequência de lineamentos. O maior comprimento dos segmentos ocorre na Formação Furnas, principalmente próximo à charneira do arco, e baixa quantidade de lineamentos da Formação Ponta Grossa. Tal observação parece indicar que o comprimento dos lineamentos apresenta relação direta com a espessura e composição das camadas afetadas, já que na Formação Ponta Grossa predominam folhelhos e siltitos com delgadas intercalações arenosas.

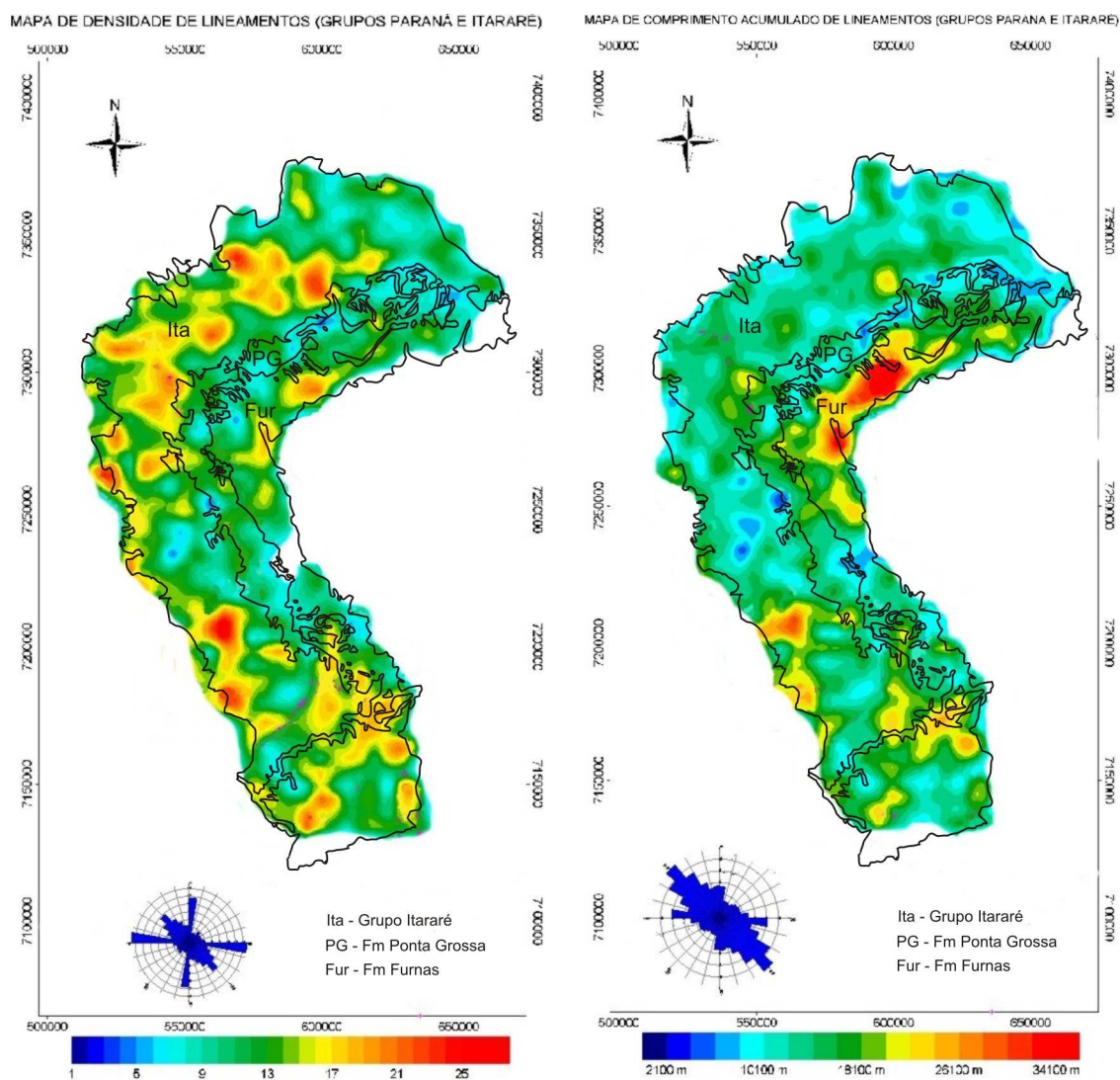


Figura 4.1 – Mapas de frequência (à esquerda) e comprimento acumulado (à direita) de lineamentos negativos interpretados a partir de imagens Landsat e SRTM (localização na figura 2.2).

4.1. ARCABOUÇO REGIONAL

Durante seu desenvolvimento, a Bacia do Paraná foi afetada por movimentos recorrentes ao longo de zonas de fraqueza do embasamento de direção noroeste e nordeste. Na faixa da cobertura sedimentar, essas zonas são reconhecidas como faixas retilíneas com alta concentração de lineamentos (Soares et al. 1982; Zalán et al. 1990).

Um dos elementos estruturais mais importantes da área de estudo é o Arco de Ponta Grossa (Ferreira 1982). A conformação do arco afeta a

orientação dos estratos da bacia e condiciona a geometria da atual faixa de afloramentos. O eixo do arco apresenta orientação NW-SE, mergulhando para o interior da bacia no sentido noroeste. Durante o intenso magmatismo ocorrido no Cretáceo, sua elevação foi responsável por fraturas distensivas e falhas que serviram de caminho à ascensão do magma à superfície. As características do relevo sugerem forte influência dos enxames de diques de diabásio intrudidos paralelamente ao eixo do arco, constituindo o principal *trend* de deformação atuante no Mesozóico da Bacia do Paraná.

A partir de dados aerogeofísicos, Zalán et al. (1987) descrevem que o estilo estrutural da bacia na região do Arco de Ponta Grossa consiste de falhas e zonas de falha, usualmente preenchidas por diques, indicando conseqüentemente que esta deformação esteve associada ao magmatismo. Os movimentos mais comuns são relacionados a rejeitos direcionais, sendo também os principais sistemas de reativação. Os autores apresentam um mapa com o arcabouço estrutural regional da bacia com os principais elementos tectônicos lineares, concentrados em três principais direções: NW-SE, NE-SW e E-W, além de exibir os eixos das principais flexuras reconhecidas na bacia (ver figura 3.6).

A análise estrutural regional demonstra que diferentes padrões e intensidades de juntas e falhas caracterizam o flanco sul, a zona de charneira e o flanco norte do Arco de Ponta Grossa, definindo distintos domínios morfoestruturais (Fig. 4.1). Esse aspecto pode ser observado tanto nos lineamentos obtidos em imagens quanto na estruturação verificada em campo (Fig. 4.2).

4.1.1. Estruturas observadas em imagens

A análise de sensores remotos foi realizada com o objetivo de identificar possíveis relações espaciais e temporais entre as grandes estruturas regionais que seccionam a área e discriminar as discontinuidades impressas no relevo, definindo, assim, os padrões geométricos e as direções principais de deformação. A caracterização das estruturas foi focada no traçado de lineamentos negativos a partir de imagens SRTM/NASA (*Shuttle Radar*

Topography Mission) e Landsat 7 ETM+, cenas 221/77 e 221/78 (ver figura 2.1). A partir dos lineamentos traçados sobre as imagens (ver figura 2.2), foram interpretadas as relações espaciais entre os vários segmentos e extraídos os principais lineamentos regionais que seccionam a área (Fig. 4.2). A interpretação foi fundamentada na proximidade espacial entre os segmentos e semelhanças no padrão de orientação. Os principais sistemas de alinhamentos caracterizam-se por longas faixas retilíneas ou anastomosadas, marcadas pela grande concentração de segmentos (Fig. 4.2). Esses alinhamentos são reconhecidos no Grupo Itararé e muitas vezes prolongam-se até a faixa de ocorrência de unidades mais novas da bacia.

O principal *trend* estrutural observado na área está relacionado à deformação mesozóica caracterizada por zonas de falha de direção noroeste foram parcialmente preenchidas por diques de diabásio. Os diques foram encaixados em importante evento distensional, consequência de soerguimento regional relacionado à ruptura do Gondwana e início da formação do Atlântico Sul no Eocretáceo (Zalán et al. 1990). O evento deu origem a um extenso enxame de diques praticamente retilíneos e verticais, exceto em algumas porções no eixo do arco onde porções sigmoidais e escalonadas indicam movimentos dextrais durante sua colocação (Strugale 2002). A zona de charneira do arco é marcada por intensa ruptura e estruturação segundo a direção N40-50W, representada por altos topográficos retilíneos e alongados, que se tornam também expressivos nas rochas do Grupo Itararé. Seu arcabouço pode ser relacionado a grandes sistemas de falhas regionais como as zonas de falha do Rio Alonzo, Cândido de Abreu/Campo Mourão, Curitiba/Maringá e Rio Piquiri (Zalán et al. 1987) (Fig. 4.2) e Alinhamentos Médio Ivaí (Soares et al. 1982).

Na área de estudo percebe-se, a partir dos lineamentos traçados, que há o predomínio do *trend* de direção noroeste (NW-SE) ao longo da charneira do arco, limitada pela Zona de Falha do Rio Alonzo (Zalán et al. 1987) e a região do Rio do Peixe (localizado a sudoeste do município de Ibaiti) (Fig. 4.2). O lineamento delineado pela anomalia de drenagem do Rio do Peixe corresponde aproximadamente à faixa estrutural Médio Ivaí (MI-5) adotada por Artur & Soares (2002). Nessa zona de charneira, os lineamentos de direção noroeste

apresentam-se como traços retilíneos a levemente anastomosados, com segmentos de grande comprimento. Afastando-se da região de charneira observa-se a restrição do *trend* NW-SE às zonas de falha, com progressivo espaçamento entre elas em ambos os flancos norte e sul do arco. Nas áreas dos flancos é possível relacionar as zonas de falha de direção noroeste aos alinhamentos e zonas de falha definidos por Zalán et al. (1987) e aos lineamentos geomórficos ou faixas estruturais definidas por Artur & Soares (2002). Nas áreas dos flancos, os lineamentos de direção noroeste mantêm o padrão de traço retilíneo, com comprimento variando de grande a moderado, restritas às zonas de falha, mais espaçadas entre si (Figuras 4.3 e 4.4).

Lineamentos de direção nordeste (NE-SW) apresentam expressão em toda a área como segmentos longos e de geometria retilínea, estando normalmente, seccionados pelos lineamentos de direção noroeste. Os traços podem ser reconhecidos em toda a área como falhas ou zonas de falha, usualmente sem o preenchimento por diques. Tal constatação indica que seu desenvolvimento não estaria associado à deformação mesozóica responsável pelo magmatismo na bacia.

O *trend* estrutural de direção nordeste pode, também, estar relacionado aos grandes sistemas de falhas regionais das Zonas de Falha Jacutinga, Taxaquara e Lancinha/Cubatão (Zalán et al. 1987). A análise dos traços interpretados evidencia a maior densidade de lineamentos nesta direção entre as Zonas de Falha Taxaquara e Lancinha, com lineamentos descontínuos e com alta frequência. A Zona de Falha da Lancinha encontra expressão no interior da bacia, controlando o alinhamento do Rio Iguaçu no flanco sul do arco. Observa-se ainda que ao sul da Zona de Falha da Lancinha ocorre redução na frequência e comprimento dos lineamentos desta direção (Fig. 4.2).

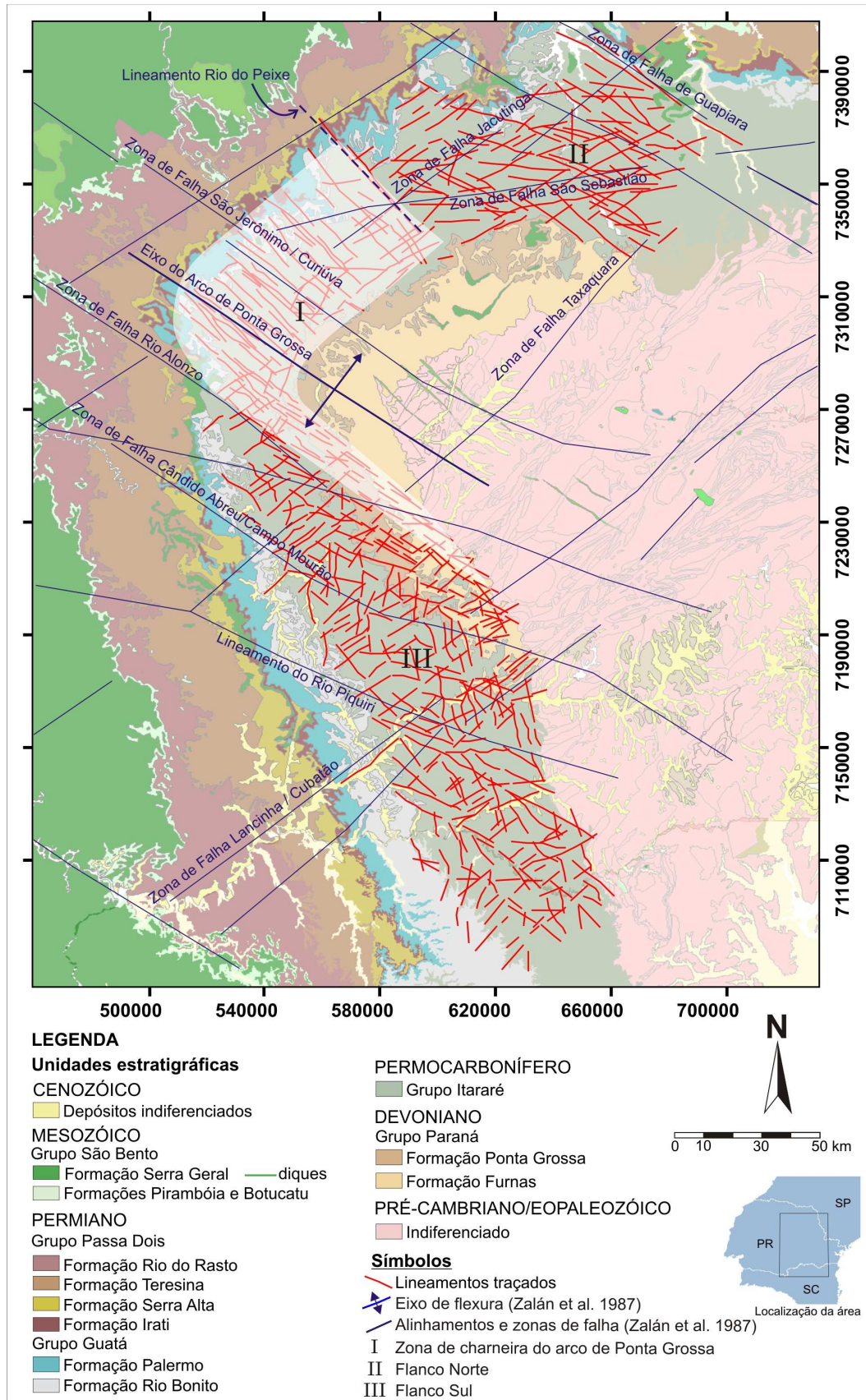


Figura 4.2 – Mapa geológico da área de estudo e lineamentos interpretados a partir de imagens Landsat e SRTM.

Lineamentos de direção leste-oeste (E-W) ocorrem em toda a área, mas não marcam zonas de falha bem definidas. Apresentam-se como lineamentos de traço curto, grande paralelismo e bastante freqüentes (ver figura 2.2). Os segmentos E-W não apresentam representação no mapa de lineamentos interpretados devido à grande descontinuidade entre seus traços. Sua melhor expressão ocorre no flanco norte do arco e pode ser associado à Zona de Falha São Sebastião (Zalán et al. 1987) (Fig. 4.3). Zalán et al. (1987) correlacionam este sistema de fraturas com a abertura do Atlântico Sul, devido ao seu paralelismo com as zonas de falhas transformantes. Strugale (2002) observou, na região da charneira do arco, diques de diabásio deslocados e relevo suavemente escalonado por falhas de direção E-W.

Lineamentos de direção aproximada norte-sul (N-S) apresentam grande expressão em toda a área do flanco sul como segmentos curtos e de geometria anastomosada (Fig. 4.4). Sua relação espacial com os lineamentos de direção NW e NE, cuja expressão exibe maior concentração e continuidade dos traços, evidencia que a deformação responsável pela estruturação N-S é anterior às deformações que exibem melhor expressão em relevo.

Trabalhos associando o padrão deposicional e o envolvimento do embasamento cristalino durante a evolução tectonossedimentar da bacia, por meio da reativação de estruturas antigas, evidenciam que as estruturas tectônicas regionais controlaram a erosão e a preservação diferencial de algumas unidades (Soares et al. 1982, Zalán et al. 1990, Artur & Soares 2002). Tais estruturas foram também responsáveis pelas fases iniciais de sedimentação, controlando depocentros.

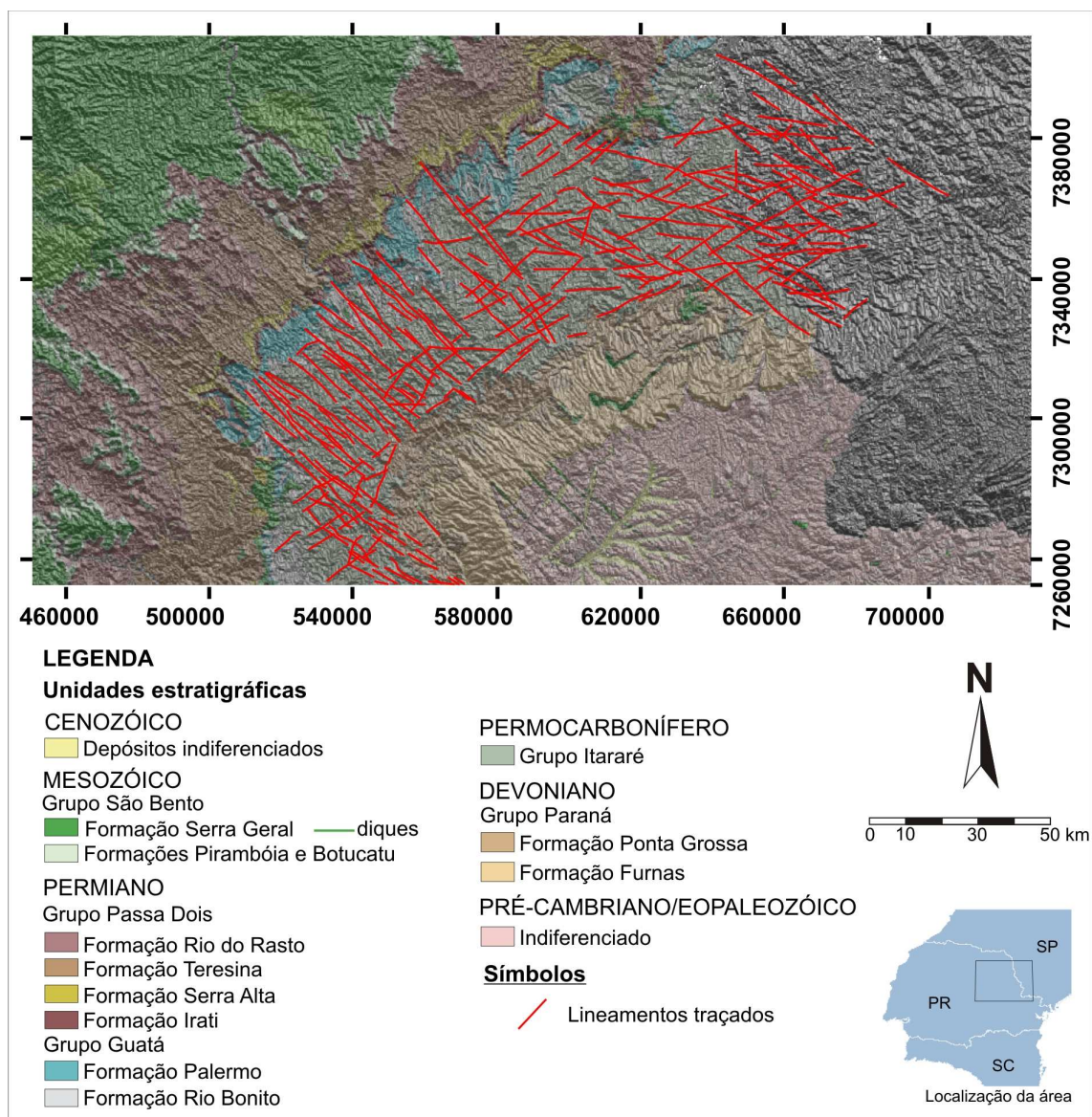


Figura 4.3 – Modelo SRTM da região central do Arco de Ponta Grossa com os principais lineamentos extraídos, sobreposto em transparência, mapa geológico da Bacia do Paraná. Pseudo-iluminação de nordeste.

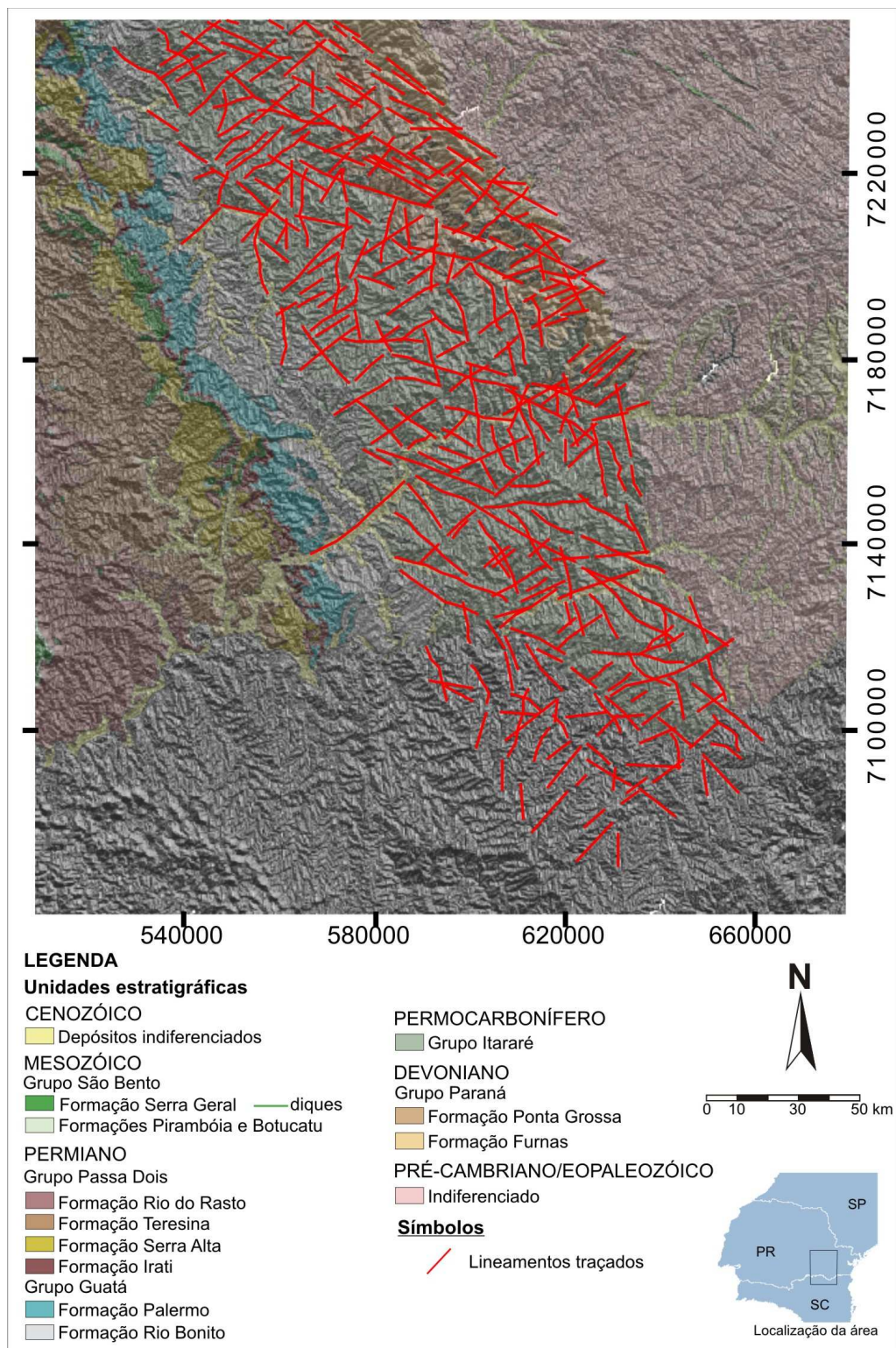


Figura 4.4 – Modelo SRTM do flanco sul do Arco de Ponta Grossa com os principais lineamentos extraídos. Sobreposto em transparência, mapa geológico da Bacia do Paraná. Pseudo-iluminação de nordeste.

4.1.2. Elementos estruturais observados em campo

Os principais elementos estruturais descritos em campo compreendem sistemas de juntas e falhas que ocorrem em toda a área e com magnitudes variadas. As juntas podem ser observadas na faixa de afloramentos do Grupo Itararé e constituem a principal estrutura planar em afloramentos. O diagrama estereográfico sinóptico de juntas (1.527 atitudes) evidencia que as direções principais tendem a N10-20E, N30-50E e N50-80W (Fig. 4.5A).

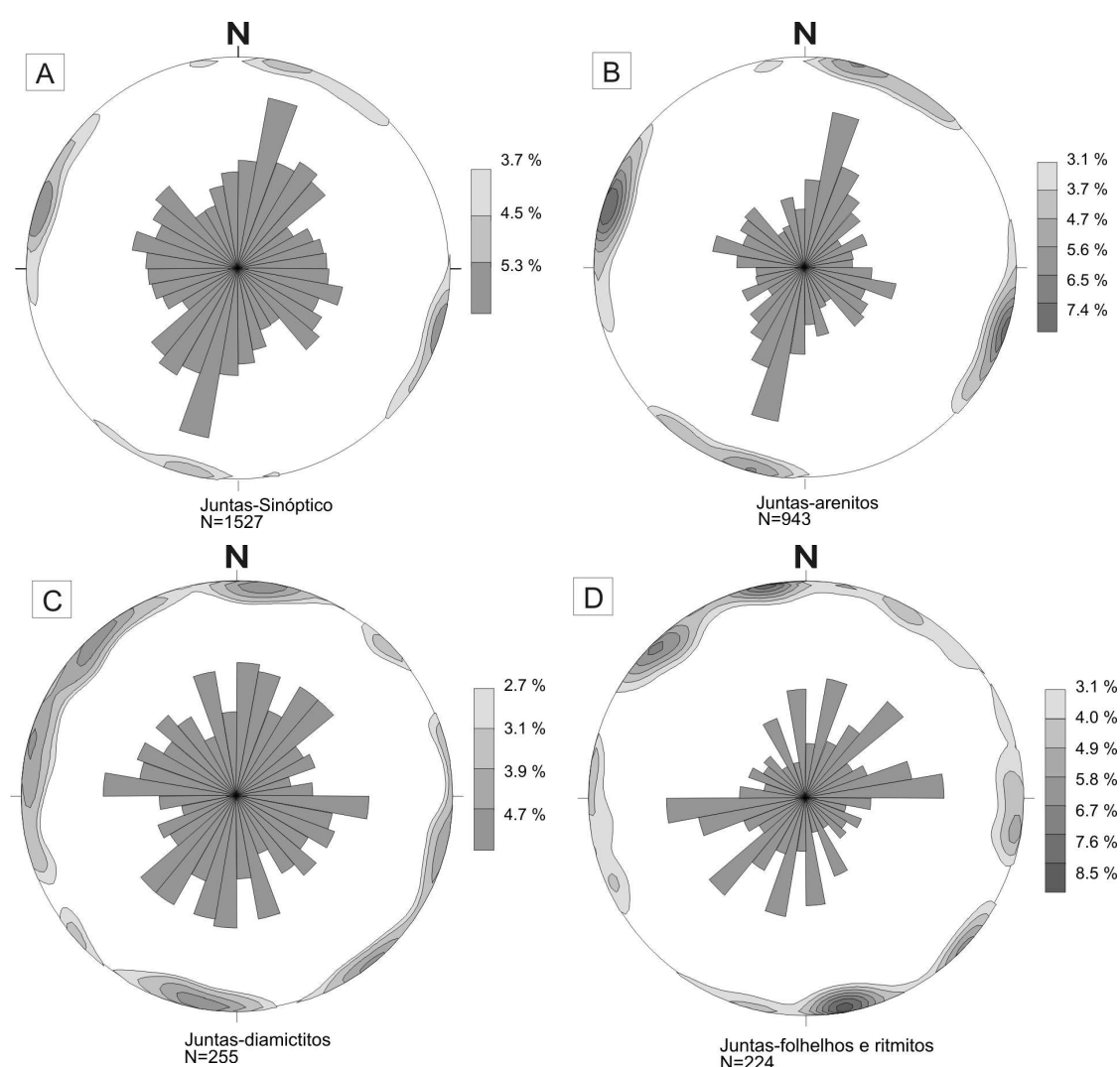


Figura 4.5 – Diagramas estereográficos. A) Diagrama sinóptico dos sistemas de juntas medidos em campo; máximo: 6,6%. B) Juntas em arenitos; máximo: 8,2%. C) Juntas em diamictitos; máximo: 5,5%. D) Juntas em folhelhos e ritmitos; máximo: 9,3%.

Em arenitos predominam sistemas de juntas de direção N10-20E, seguido pelo sistema N70-80W (Fig. 4.5B). Em diamictitos observa-se a dispersão das direções de fraturas, sem prevalecer uma direção específica (Fig. 4.5C), enquanto que em folhelhos e ritmitos predominam sistemas de direção E-W e N40-50E (Fig. 4.5D). Em campo, a moda N-S apresenta representatividade quando comparadas às outras direções.

Os sistemas de fraturas foram descritos conforme a geometria, espaçamento, rugosidade, abertura, preenchimento e possíveis indicadores cinemáticos (Figuras 4.6, 4.7 e 4.8). Quanto às características descritivas, os sistemas de juntas formados em arenitos são de geometria plana (Fig. 4.6D), localmente com terminações curvilineares (Figuras 4.6B e 4.6C); espaçamento variando de denso (5 cm a 30 cm) (Fig. 4.6B e 4.6D) a pouco denso (1 m a 3 m) (Fig. 4.6A); normalmente apresentam abertura entre os blocos (Fig. 4.6C) e preenchimento por filmes de óxidos e hidróxidos de ferro (Fig. 4.6D) ou sílica (Fig. 4.6F).

Em folhelhos e diamictitos os sistemas de juntas variam de geometria plana a ondulada (Fig. 4.7A e 4.7B), preenchidas na maioria das vezes por hidróxidos de ferro (Fig. 4.7D). O espaçamento entre fraturas varia de muito denso (menor que 5 cm) (Fig. 4.7D) a pouco denso (1m a 3m) (Fig. 4.7B). Em folhelhos as juntas apresentam-se normalmente como planos lisos, enquanto que em diamictitos os planos são ásperos e curvilineares (Fig. 4.7A). Podem, ainda, ser observadas zonas de falha em folhelhos, exibindo largura centimétrica e caráter anastomosado (Fig. 4.7C).

Os sistemas de juntas e falhas apresentam-se como planos subverticais (Fig. 4.6A) com moderada continuidade lateral e vertical. Planos de falhas normais apresentam mergulho mais suave (Figuras 4.7E e 4.8D), exibindo normalmente rejeito de poucos centímetros (Figuras 4.7E, 4.8E e 4.8F). Foram observados planos de falha locais, com rejeitos verticais e horizontais de dezenas de centímetros. A partir das informações descritivas foi realizada a compartimentação estrutural da área mediante a correlação com os grandes feixes de alinhamentos interpretados nos sensores remotos.

Em escala mesoscópica a parte interna das fraturas apresenta aparente redução granulométrica e em alguns afloramentos as relações geométricas

entre planos de fraturas sugerem a configuração do sistema Riedel, com arranjo escalonado entre fraturas. Os principais indicadores cinemáticos observados constituem planos de falha estriados com degraus (*steps*) (Figuras 4.8A, B e C), fraturas escalonadas (Figuras 4.7F e G), movimento relativo entre blocos (Figuras 4.8D, E e F), pares conjugados e zonas de cisalhamento em folhelhos com configuração similar a pares S-C. Os planos de falha observados apresentam rejeito de pequena magnitude (Fig. 4.8D, E e F), raramente ultrapassando um metro de deslocamento aparente.

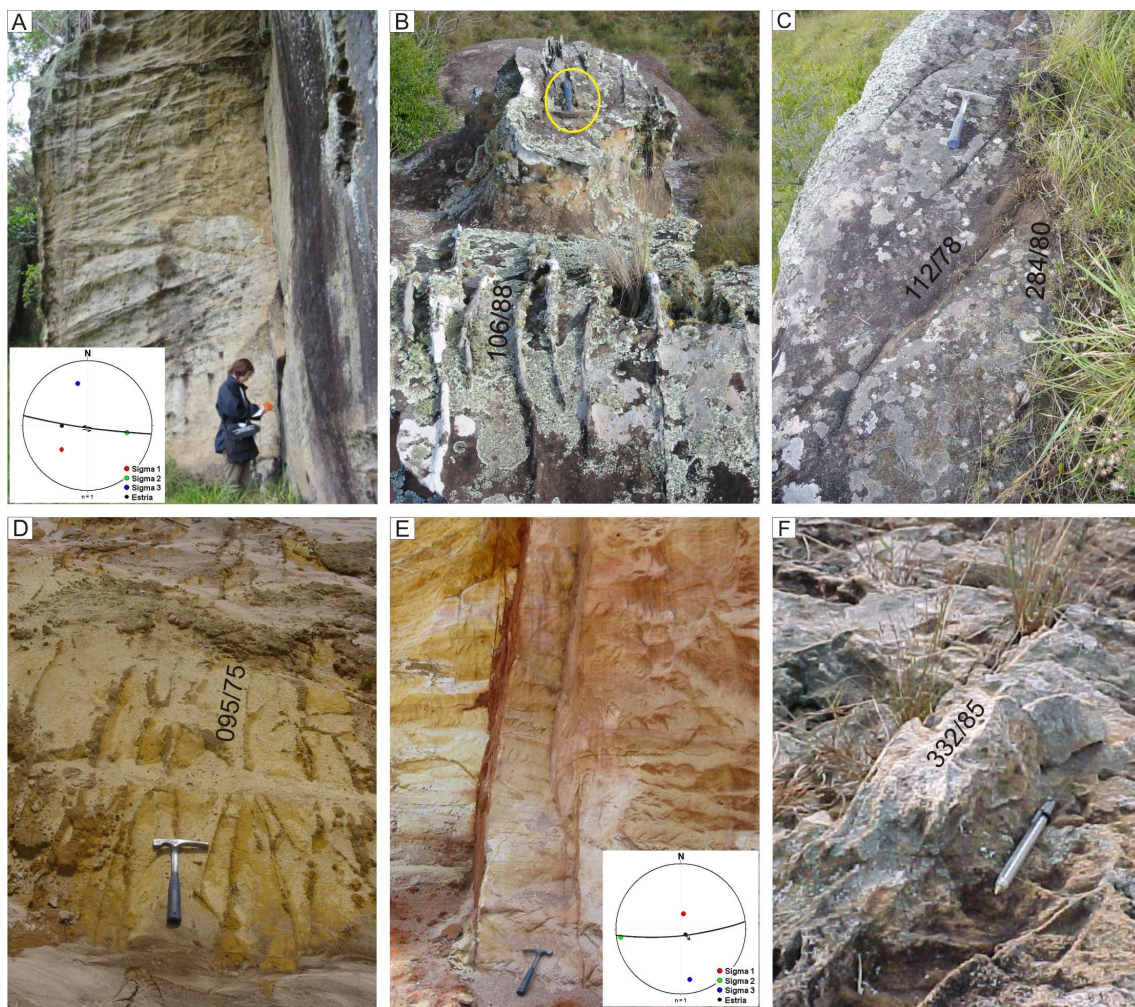


Figura 4.6 – Estruturas rúpteis observadas em arenitos. A) Plano de falha de geometria plana e espaçamento pouco denso (ponto 132). B) Juntas curvilineares, de espaçamento denso (ponto 59). C) Juntas curvilineares abertas (ponto 19). D) Juntas de espaçamento denso preenchidas por óxidos (ponto 103). E) Plano de falha subvertical, de cinemática normal, direção E-W (ponto 135). F) Banda de deformação com geometria anastomosada, formando resalto no relevo devido à cimentação por sílica (ponto 7).

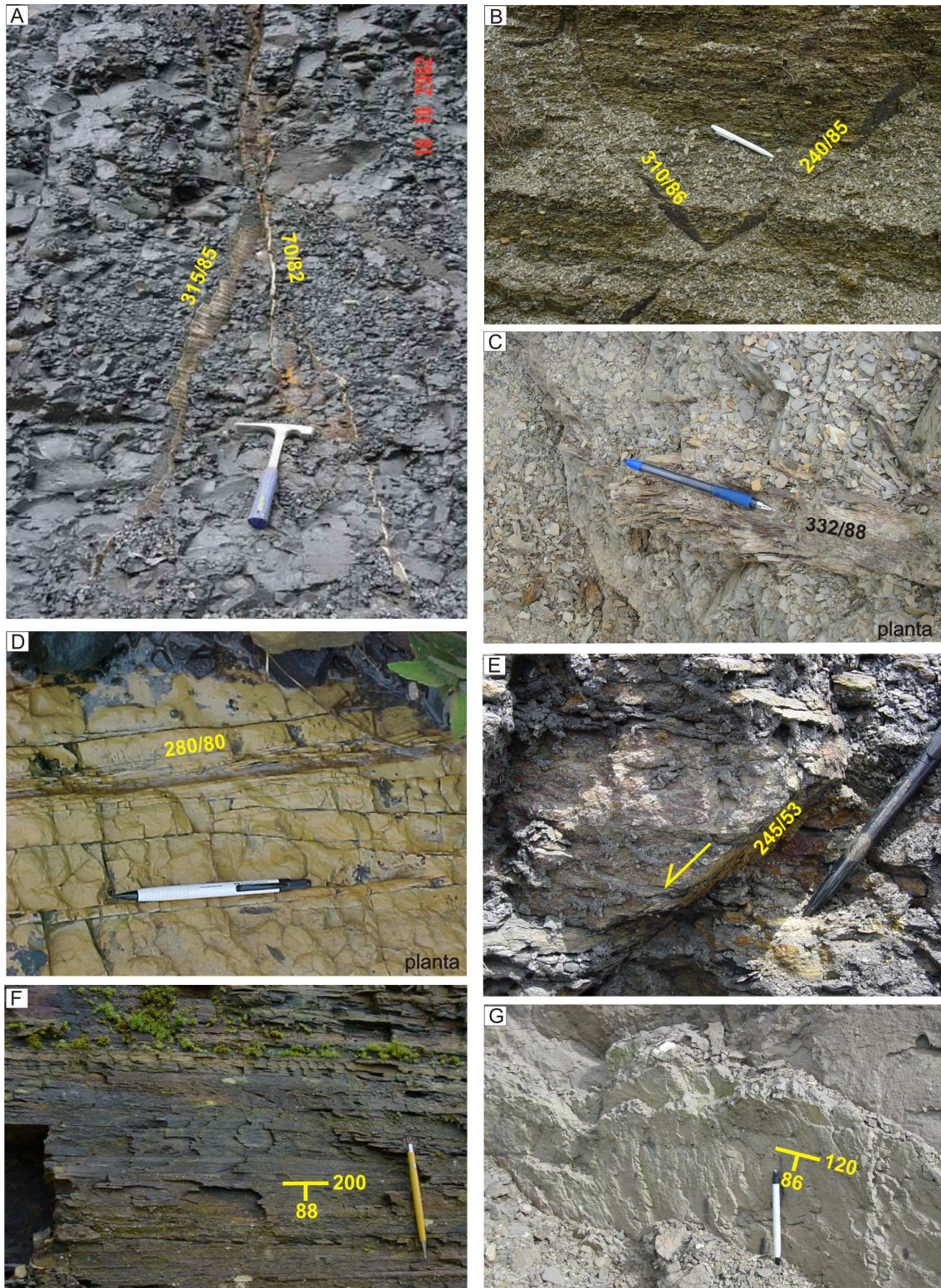


Figura 4.7 – Fotos de campo de elementos estruturais em folhelhos e diamictitos. A) Sistemas de juntas em diamictito com preenchimento por calcita (ponto 71). B) Fraturas conjugadas em folhelho (ponto 170). C) Zona de falha em folhelho (ponto 89). D) Sistema de juntas em folhelho, sem deslocamento aparente (ponto 56). E) Falha normal em folhelho. F) Fraturas escalonadas, cinemática sinistral (ponto 72). G) Fraturas escalonadas em diamictito, cinemática dextral (ponto 126).

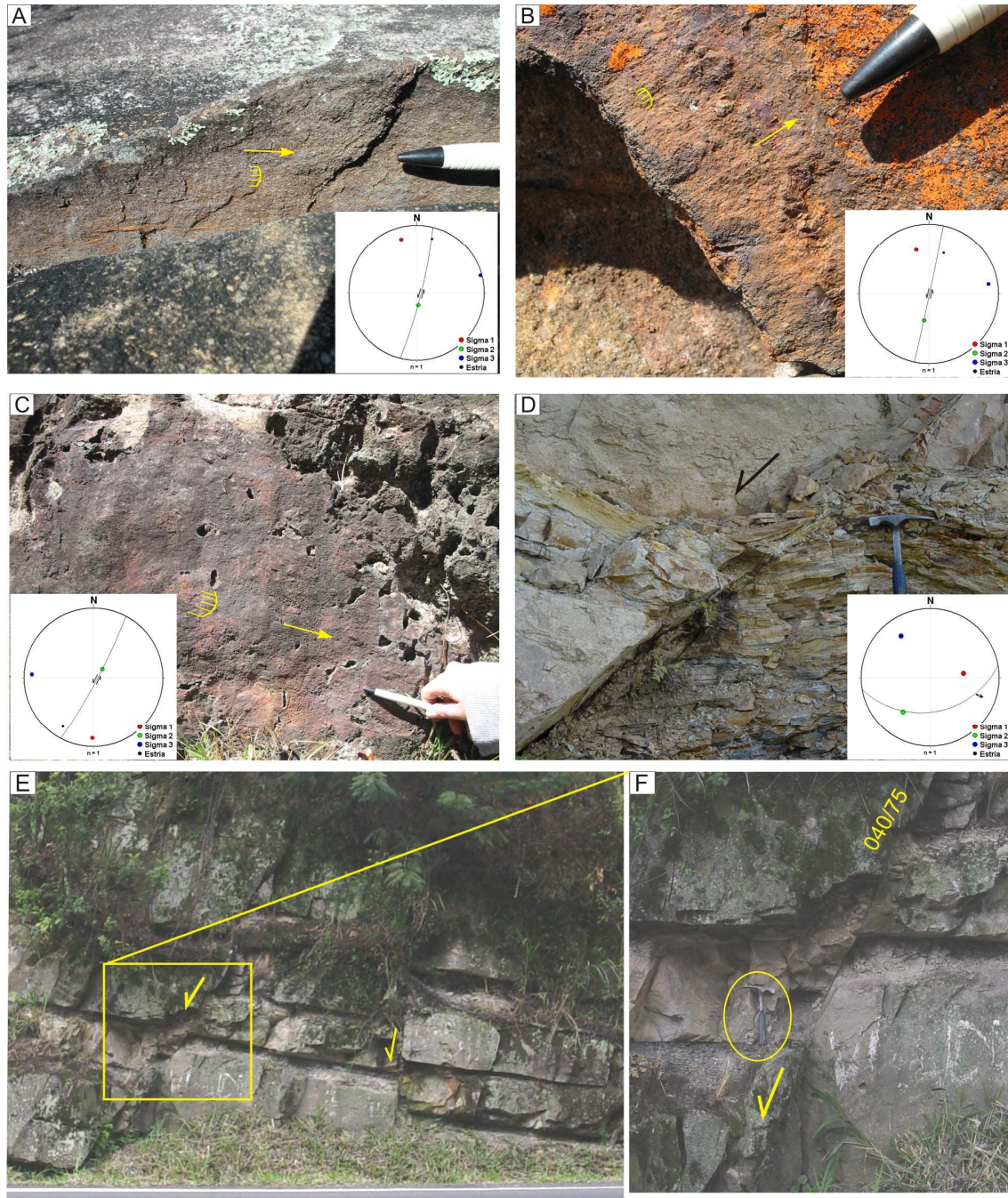


Figura 4.8 – Fotos de campo dos principais indicadores cinemáticos observados em campo. A) B) e C) planos de falha com estrias e degraus indicando a movimentação sinistral entre os blocos (ponto 59). D) Plano de falha normal de rejeito centimétrico e dobras de arrasto associadas (ponto 9). E) e F) Plano de falha normal com rejeito de 60cm (ponto 172).

Zonas de cisalhamento rúpteis formadas em arenitos podem apresentar-se como ressaltos no relevo (Figuras 4.6 B e F e 4.8A) e foram, neste trabalho, classificadas como bandas de deformação (*sensu* Aydin 1978) e sua caracterização em campo foi facilitada pela atual substituição do cimento por óxidos ou sílica, indicando a circulação de fluidos ao longo dos planos de falha. A caracterização das bandas de deformação formadas em arenitos porosos e sua descrição microestrutural serão apresentadas no capítulo 5. Tais estruturas constituem elementos importantes na compartimentação dos arenitos e exercem influência na migração de fluidos no meio poroso.

4.1.3. Análises Cinemática e Dinâmica

Nos levantamentos de campo foram observados planos de falha orientados segundo as direções preferenciais N10-20E, N70-80W, N40-50W e N30-40E, predominantemente subverticais (Fig. 4.9), gerados por esforços regionais em pelo menos três fases de deformação (Fig. 4.10). As análises descritiva e cinemática mostram que as fases de deformação deram origem a descontinuidades estruturais ou reativaram descontinuidades prévias, compartimentando possíveis unidades de fluxo em blocos, formando prismas retangulares limitados por falhas. As feições descritivas permitiram destacar os seguintes aspectos estruturais: (1) predomínio de movimentação direcional oblíqua entre os blocos; (2) planos de falha com altos ângulos de mergulho, normalmente subverticais; (3) lineações com *rake* médio de 24°; (4) Os rejeitos verticais são em geral inferiores a 1m; (5) estreitas zonas de cisalhamento rúpteis em arenitos formando bandas de deformação.

A análise cinemática foi direcionada de acordo com o nível estratigráfico e localização geográfica das estruturas deformacionais. As figuras 4.11 e 4.12 mostram a associação entre os principais lineamentos interpretados e os diagramas estereográficos gerados para os planos de falha. Devido ao grande volume de informações adquiridas, as atitudes dos sistemas de juntas foram desconsideradas durante a análise cinemática, tendo sido interpretados apenas os dados obtidos em planos de falha.

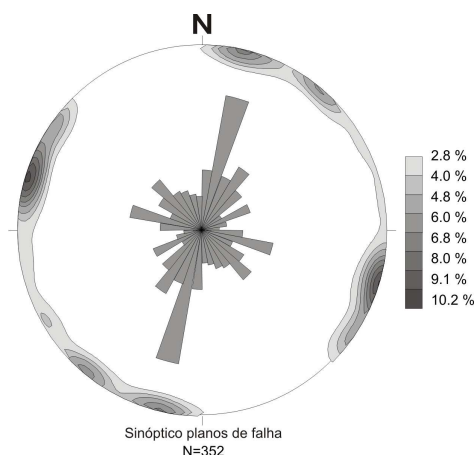


Figura 4.9 – Diagrama estereográfico sinóptico dos planos de falha descritos em campo.

Durante os levantamentos de campo foram descritos 352 indicadores cinemáticos, incluindo planos de falha estriados e planos de fraturas escalonadas (Fig. 4.9). A análise dinâmica foi realizada com base nos dados estruturais, a partir dos quais foram gerados diagramas sinópticos de paleotensão (Fig. 4.10). Para a análise das paleotensões foram utilizados dados de planos de falha com estrias de atrito, totalizando 72 planos. A determinação das paleotensões foi baseada no modelo Andersoniano, modificado a partir do critério de Mohr-Columb, onde a primeira descontinuidade é gerada a 30° do σ_1 , sem considerar a presença de descontinuidades prévias. As paleotensões, sigmas 1, 2 e 3, foram calculadas individualmente para cada um dos planos de falha. O resultado permitiu a construção dos diagramas de isolinhas das paleotensões máxima, média e mínima (sigmas 1, 2 e 3 respectivamente) (Fig. 4.10) e a identificação dos principais quadrantes de concentração das tensões.

A análise do diagrama sinóptico do sigma 1 (Fig. 4.10A) indica três campos com concentrações principais, orientadas a N10-20W, N70-90E e subvertical com caimento oscilando entre NE e SW. As concentrações máximas NNW e ENE indicam que duas fases de deformação seriam essencialmente transcorrentes e outra, de posicionamento vertical, teria caráter distensivo. Nesse caso, o sigma 1 vertical poderia indicar tanto um único evento quanto a associação à partição da deformação nas outras fases.

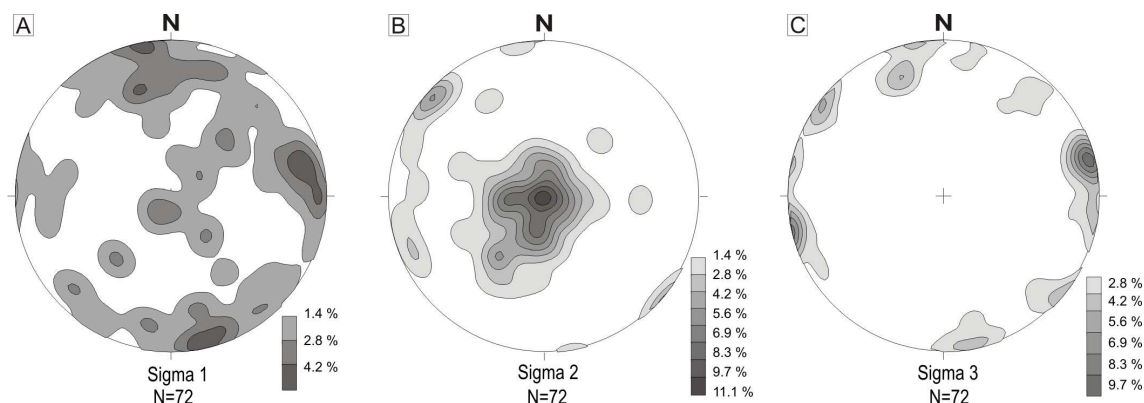


Figura 4.10 – Diagramas estereográficos sinópticos das paleotensões obtidas para a área de estudo. A) Sigma 1. B) Sigma 2. C) Sigma 3. Número de dados: 72.

A individualização dos campos do sigma 1 encontra associação com as concentrações observadas nos diagramas sinópticos dos sigmas 2 e 3 (Fig. 4.10B e C). O critério utilizado para a separação cronológica dos três eventos levou em consideração as informações e relações espaciais observadas em campo e a correlação com eventos tectônicos regionais já descritos. Os três eventos deformacionais que afetaram as rochas do Grupo Itararé foram denominados D1, D2 e D3 (Fig. 4.11) e são descritos em detalhe a seguir.

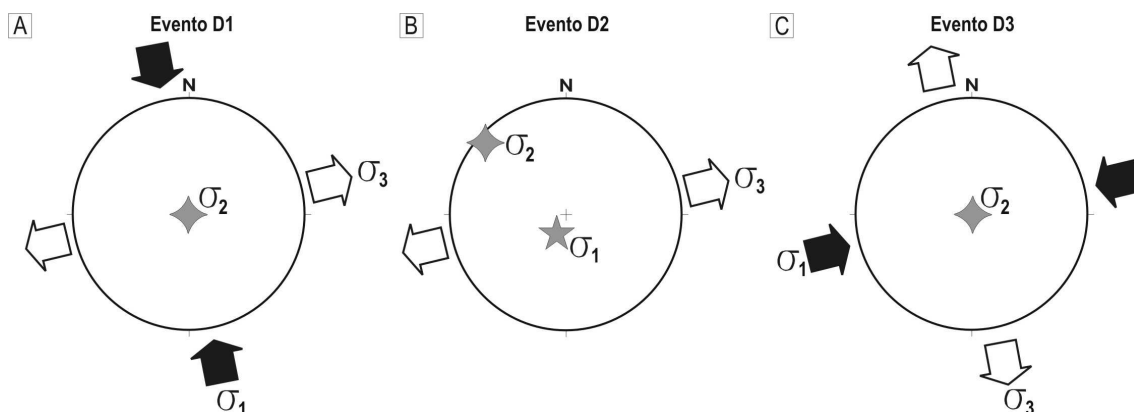


Figura 4.11 – Diagramas síntese das paleotensões responsáveis pelos três eventos deformacionais (D1, D2 e D3) que afetaram a área de estudo.

4.1.3.1. Evento D1

O primeiro evento pode ser reconhecido em toda a área de estudo e suas melhores exposições são observadas no flanco sul do Arco de Ponta Grossa (Fig. 4.12). Nesse evento o vetor de compressão máxima σ_1 estava

posicionado segundo a direção aproximada N-S horizontal e vetor de máxima extensão σ_3 posicionado na direção E-W, também na posição horizontal. Tal evento teria dado origem a uma família de juntas e falhas transcorrentes com orientação NNE, cuja movimentação se deu como falhas de cinemática sinistral. As figuras 4.12 e 4.13 exibem em destaque, no tom azul, os diagramas estereográficos relacionados a essa fase de deformação.

As falhas formadas durante esse evento deformacional apresentam geometria anastomosada, com rejeitos verticais variando de poucos centímetros a poucas dezenas de metros. Nos arenitos, apresentam-se normalmente como bandas de deformação, planos suavemente estriados ou como fraturas escalonadas. Bons exemplos de estruturas dessa fase de deformação ocorrem nos arenitos Lapa e Vila Velha (pontos 59 e 70, figura 4.12), cuja descrição detalhada é apresentada no item 4.2.

Em afloramento localizado próximo Zona de Falha Lancinha-Cubatão (ponto 9, Fig. 4.12), observa-se o desvio do campo de tensões e também nas direções e mergulhos dos planos de falha registrados em campo. A rotação dos paleotensores deve-se à influência das direções de fraqueza preexistentes no embasamento da bacia, ocasionando a partição da deformação ao longo de falhas antigas.

4.1.3.2. Evento D2

O segundo evento de deformação pode ser reconhecido principalmente em afloramentos na zona de charneira do Arco de Ponta Grossa (Fig. 4.13), sendo marcado por falhas de caráter distensivo. Nesse evento o vetor de compressão máxima σ_1 estava posicionado verticalmente, enquanto que o vetor de máxima extensão σ_3 estava posicionado na direção NE-SW horizontal. Esse evento distensional deu origem à intensa geração de falhas normais de direção N40-50W, quando foram intrudidos os diques de diabásio relacionados ao magmatismo Serra Geral.

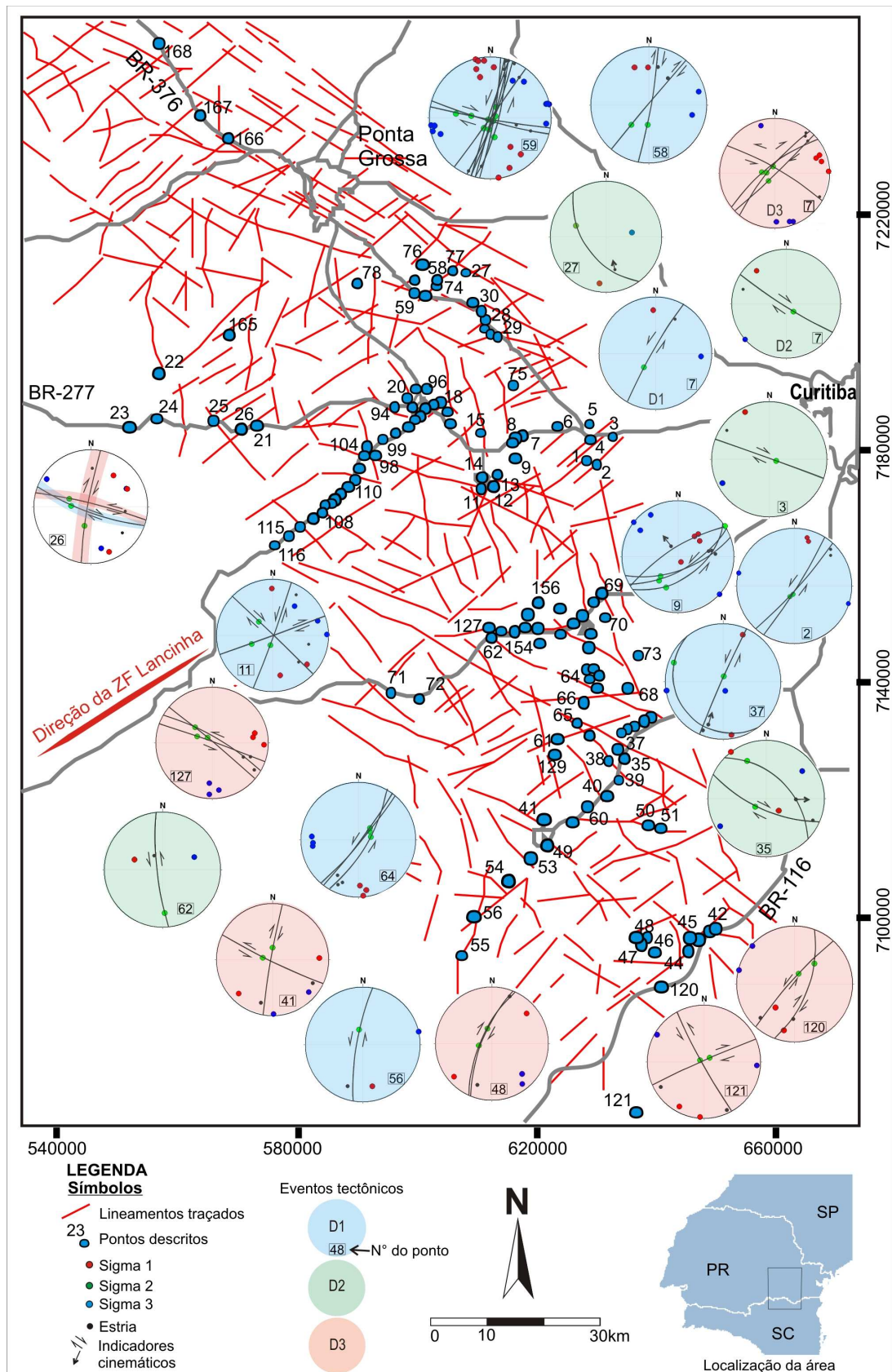


Figura 4.12 – Principais lineamentos interpretados para a região sul do Arco de Ponta Grossa e diagramas estereográficos das falhas descritas em campo. As cores dos diagramas referem-se aos eventos D1, D2 e D3.

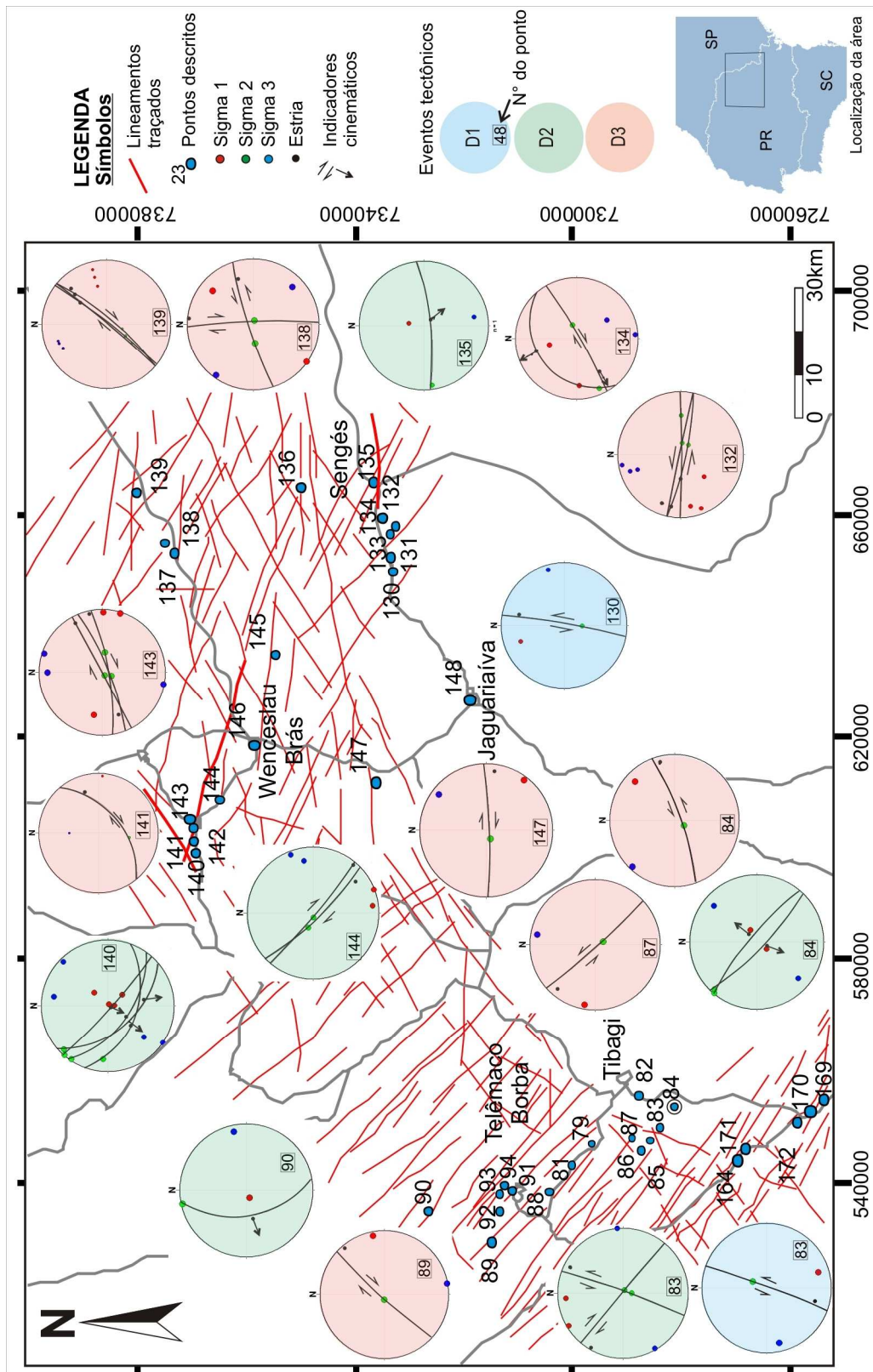


Figura 4.13 – Principais lineamentos interpretados para a região do Arco de Ponta Grossa e diagramas estereográficos das falhas descritas em campo. As cores dos diagramas referem-se aos eventos D1, D2 e D3.

O evento foi reconhecido no arenito Barreiro, município de Tibagi, e em afloramentos próximos aos municípios de Telêmaco Borba e Wenceslau Brás (pontos 84 e 140, figura 4.13). Na região do Arenito Barreiro, puderam ser identificados sistemas de falhas normais, de direção N50W, descritos em detalhe no item 4.2.

Localmente pode ser observada a rotação do campo de tensões, com reposicionamento do vetor de compressão máxima σ_1 segundo a direção NW-SE. Essa rotação deu origem à movimentação direcional nos planos N40-50W, de caráter local e cinemática dextral (ponto 144, figura 4.13). Esse evento tectônico pode ser identificado nas figuras 4.12 e 4.13 em diagramas estereográficos destacados em verde.

4.1.3.3. Evento D3

O terceiro evento tectônico é reconhecido na área como pequenas falhas com tensor de compressão máxima σ_1 posicionado segundo a direção NE-SW horizontal e vetor de máxima extensão σ_3 na direção NW-SE horizontal (pontos 138, 132, figura 4.13). Relacionada a esse evento pode ser observada uma falha oblíqua, com rejeito vertical de 120m e rejeito horizontal indeterminado, denominada neste trabalho de Falha da Fortaleza (ver item 4.2.2), embora rejeitos dessa magnitude sejam raros nas falhas relacionadas a esse evento. Devido às descontinuidades preexistentes pode ocorrer a rotação local da direção de paleotensão, estando o σ_1 posicionado aproximadamente na direção E-W e o vetor σ_3 na direção N-S (pontos 87 e 89, figura 4.13). O evento pode ser identificado nos diagramas estereográficos das figuras 4.12 e 4.13 com destaque no tom vermelho.

Esse evento é marcado pela reativação transcorrente dextral de falhas de direção NE e sinistral de falhas de direção NW (pontos 7 e 121, figura 4.12). Os melhores indicadores dessa fase foram encontrados em planos estriados e/ou com crescimento de fibras de calcita, nos diques e soleiras descritos na área. Eventualmente o evento foi também descrito em arenitos e diamictitos como planos de falha de pequenos rejeitos.

A família de fraturas de direção E-W pode ser observada em toda a área tanto em lineamentos interpretados em sensores remotos e estruturas rúpteis

em campo. Planos de falha orientados nessa direção, normalmente subverticais, apresentam movimentação direcional tanto com cinemática horária quanto anti-horária. Nesse caso, os vetores de máxima e mínima compressão estão posicionados nas direções E-W e N-S, respectivamente, e foram associados ao último evento tectônico (D3) descrito na área.

4.1.4. Discussão

As descontinuidades prévias ou direções de fraqueza correspondem as principais estruturas onde ocorre a propagação de tensões em eventos orogênicos. Na Bacia do Paraná, foram reconhecidos diversos eventos tectônicos com a reativação e neoformação de zonas de falha que influenciaram na evolução da bacia desde a cratonização de seu embasamento até o final da deposição do Grupo Passa Dois (Soares 1991). Os principais reflexos desses eventos ocorrem na forma de reativações ao longo das falhas NE (Soares 1991; Rostirolla *et al.* 2000), e na ocorrência de ciclos de subsidência acelerada e erosão extensiva na bacia (Milani & Ramos 1998).

Na área de estudo, a reativação da Zona de Falha da Lancinha levou à formação de um feixe de falhas anastomosadas, de direção N55E, bem caracterizado no relevo da faixa de afloramento do Grupo Itararé. Evidências de tectonismo sinsedimentar envolvendo a reativação de falhas do embasamento foram verificadas por Assine *et al.* (1998). Os autores indicam a Falha Lancinha-Cubatão como uma das mais ativas durante o Eocarbonífero, com sinais de bloco alto a sudeste. Tal movimentação resultou na erosão total da Formação Ponta Grossa ao sul da ZF Lancinha, assentando o Grupo Itararé diretamente sobre o embasamento.

Alguns autores (e.g. Ferreira 1982) consideram o Arco de Ponta Grossa um produto da reativação de plano de fraqueza do embasamento, de direção NW. Zalán *et al.* (1990) estimam que essa direção estaria posicionada paralelamente ao σ_1 do Evento Brasileiro, responsável pela geração do Cinturão Ribeira e outras estruturas. Para estes autores a ZF Curitiba – Maringá, paralela ao eixo do Arco de Ponta Grossa, esteve tectonicamente ativa em recorrentes eventos tectônicos durante a evolução da bacia. Isópacas da Formação Ponta Grossa e do Grupo Itararé, apresentadas primeiramente

por Northfleet *et al.* (1969), mostram a influência dessa zona de falha na sedimentação da Bacia do Paraná (Ferreira 1982). No entanto, a principal deformação registrada nas falhas NW na região do arco, reflete eventos mesozóicos e cenozóicos (eventos D2 e D3).

Os diagramas com as direções de paleotensão, gerados para os principais planos de falha descritos em campo, e que compõem as figuras 4.12 e 4.13, consistem da principal ferramenta utilizada para distinguir os eventos tectônicos responsáveis pela deformação da unidade permo-carbonífera da Bacia do Paraná. Os três eventos encontraram relação com os eventos tectônicos descritos em trabalhos anteriores na bacia (Rostirolla *et al.* 2000, Strugale 2001, Milani & Ramos 1998), conforme citado acima.

Um evento tectônico, pós-deposicional e pré-magmatismo Serra Geral, de caráter essencialmente transcorrente, foi reconhecido por Rostirolla *et al.* (2000) em estudo sobre a evolução tectônica do Alto Estrutural Quatiguá, no nordeste do Estado do Paraná. Os autores, ao estudarem a influência da reativação em estruturas herdadas do embasamento, identificam dois importantes eventos tectônicos na evolução do alto estrutural. O primeiro evento, transpressivo e de cinemática NE anti-horária seria cronocorrelato ao evento aqui descrito como D1. Embora seja difícil a determinação da idade do evento, os autores (Rostirolla *et al.* 2000) supõem uma deformação anterior ao Eocretáceo. Tal suposição deve-se à intrusão de diques não deformados em falhas de direção NE. Deste modo, o evento estaria relacionado ao reflexo da propagação de tensões compressionais intraplaca, durante a Orogenia Sanrafaélica, de idade Neopermiana (Milani & Ramos 1998). Rostirolla *et al.* (2000) estimaram também uma nova reativação pós-cretácea, de movimentação dextral segundo NE e rejeitos menores do que a reativação permiana.

A ZF Perimbó, também de direção NE, apresentou evidências de reativação com movimentação sinistral no Permiano (evento D1) como consequência da colisão do Bloco Patagônico à América do Sul (Rostirolla *et al.* 2003).

O evento D1 apresenta-se mais evidente no flanco sul do Arco de Ponta Grossa, como pode ser constatado na figura 4.12. A área apresenta forte

estruturação por lineamentos de direção NNE, de caráter anastomosado, o mesmo verificado nas principais estruturas descritas em campo relacionadas a esse evento. Podem ser incluídas, ainda, as principais bandas de deformação formadas em arenitos do Grupo Itararé. Em falhas do evento D2 não foram observadas bandas de deformação ressaltadas no relevo. Estreitas zonas de falha observadas em arenitos e relacionadas ao evento D2 foram coletadas para a análise microestrutural e evidenciam intenso cisalhamento dos grãos constituintes (maiores discussões serão apresentadas no capítulo 5).

O evento D2 encontra melhor expressão na zona de charneira do Arco de Ponta Grossa, fato coerente com o intenso magmatismo associado a esta fase de deformação. A colocação dos diques de diabásio é correlata à deformação distensional que deu origem as falhas NW-SE. Essa deformação é marcada pela movimentação normal e/ou dextral de seus planos.

Os campos de tensões registrados em afloramentos das Formações Botucatu, Pirambóia e Rio do Rasto, apontam para o evento tectônico do Cretáceo Inferior, com tensão máxima σ_1 com direção N40W (Strugale 2002). Segundo esse autor, a deformação dessas rochas determinou a existência de um evento composto por falhas de caráter distensional, de direção N40-55W, onde estão colocados os diques de diabásio. O evento teria sido seguido por rotação dextrógira e redução do vetor de compressão máxima, dando origem a falhas direcionais de caráter local e ocorrência restrita, identificadas tanto em arenitos quanto em diques de diabásio. O mesmo autor associou esse evento tectônico a formação de bandas de deformação em arenitos das Formações Pirambóia e Botucatu. A deformação estaria registrada na forma de pares conjugados, com falhas dextrais N40-60E e sinistrais entre N40-80W, sendo as falhas com cinemática sinistral significativamente mais desenvolvidas por apresentarem os maiores deslocamentos. Esse evento esteve atuante no momento de elevada sobrecarga dos arenitos pela Formação Serra Geral, entre o final do Mesozóico e o início do Cenozóico.

O evento D3 causou a possível reativação dos planos formados durante os eventos D1 e D2 e a neoformação de planos de falhas em diques e soleiras em toda a área. Falhas de direção E-W, também associadas a esse evento tectônico, foram relacionadas por outros autores como um possível reflexo das

zonas de falha transformante formadas durante a fase de abertura do Oceano Atlântico (Zalán et al. 1990), provavelmente pós-albiano.

A rotação do campo de tensões para a direção E-W foi relacionada ao mesmo evento tectônico D3, embora alguns autores, a partir do estudo de dados sísmológicos (Assumpção 1992) e de *breakouts* de poços de petróleo (Lima & Nascimento 1994 *apud* Riccomini 1995a) indiquem a compressão E-W em evento Quaternário. Riccomini (1989, 1995a,b), em estudos sobre o Rifte Continental do Sudeste do Brasil, de idade Terciária, indica idade Cenozóica para os campos de tensões (σ_1) orientados segundo E-W. Neste trabalho não foram encontradas relações elucidativas para a separação desta rotação em um novo evento D4.

Em síntese, de acordo com os dados obtidos foi possível estabelecer que as rochas do Grupo Itararé foram submetidas a pelo menos três eventos tectônicos principais. Inicialmente, os esforços D1, de caráter compressional N-S, deram origem a uma deformação transcorrente, com cinemática sinistral em planos NNE. Localmente observou-se a rotação dextrógira entre 20° e 30° do vetor de compressão máxima ao reativar descontinuidades preexistentes do embasamento da bacia (como por exemplo a ZF Lancinha-Cubatão). Tal deformação foi relacionada à orogenia Sanrafaélica de idade Neopermiana. O evento D2, de caráter distensional, controlou a colocação dos diques de diabásio em escala regional. A atuação de uma componente transcorrente dextral em falhas de direção N40W também pode ser observada nessa fase de deformação. Estas falhas são normalmente descontínuas e apresentam σ_1 à N10W. A rotação do vetor σ_1 poderia estar relacionada à geração de falhas a partir de campos de tensões locais, dando origem a estruturas de segunda ordem devido a partição da deformação. O evento seria do Cretáceo Inferior, datado pelo início do magmatismo. O evento D3, de idade cenozóica, apresenta como principal característica a variação no posicionamento do campo de paleotensões, devido a sua reorientação em relação às estruturas preexistentes. Strugale (2002) relaciona tal reposicionamento à disposição espacial dos corpos de rochas ígneas (derrames e diques) e ao grau de confinamento no momento da deformação.

4.2. CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DE ARENITOS

A faixa de afloramentos do Grupo Itararé no leste do Estado do Paraná apresenta exposições de unidades arenosas com espessura significativa (~ 100 m). Esses arenitos são análogos aflorantes de reservatórios de petróleo e possibilitam a análise de heterogeneidades não perceptíveis com os dados disponíveis em subsuperfície (poços e sísmica). Exemplos de arenitos análogos foram selecionados para análise de detalhe, visando observar as feições rúpteis presentes, seus reflexos na anisotropia estrutural em escala de reservatório e as relações geométricas e genéticas com o arcabouço e evolução tectônica regional (eventos D1, D2 e D3). Quatro arenitos foram analisados, conhecidos informalmente como Lapa, Pedra Alta, Vila Velha e Barreiro (Fig. 4.14).

4.2.1 Contexto estratigráfico

Segundo a classificação litoestratigráfica de França & Potter (1991), o Grupo Itararé comporta três grandes ciclos com argilosidade crescente para o topo, denominados de formações Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba. Essas três unidades são mapeáveis em subsuperfície e são correlatas às formações Campo do Tenente, Mafra e Rio do Sul, mapeadas na borda leste catarinense da bacia por Schneider et al. (1974).

Na faixa aflorante estudada, a seção basal do Grupo Itararé é constituída por uma associação de diamictitos e folhelhos rítmicos de cor marrom-avermelhada com intercalações arenosas, depositados em contexto subglacial a glácio-marinho (Vesely 2006). De acordo com datações e correlações apresentadas por França et al. (1996), essa associação de fácies pertence à metade superior da Formação Lagoa Azul (Membro Tarabaí), que contém palinomorfos do Carbonífero Superior (andar Westfaliano). Essa formação possui variação lateral de espessura na área, principalmente devido à erosão subsequente ainda durante o Neocarbonífero.

Os litotipos da Formação Lagoa Azul são superpostos mediante discordância erosiva por uma sucessão essencialmente arenosa que, por

correlação, pode ser atribuída à Formação Campo Mourão. A característica típica dessa formação na faixa de afloramentos é a presença de espessas unidades arenosas em múltiplos horizontes estratigráficos. Nas localidades onde esses arenitos estão mais bem representados e com melhor exposição, foram propostas diversas denominações informais, tais como os arenitos Lapa e Vila Velha (Maack 1946). Apesar do predomínio de arenitos, essas unidades informais apresentam intercalações de diamictitos, conglomerados e lamitos, que limitam vários ciclos deposicionais.

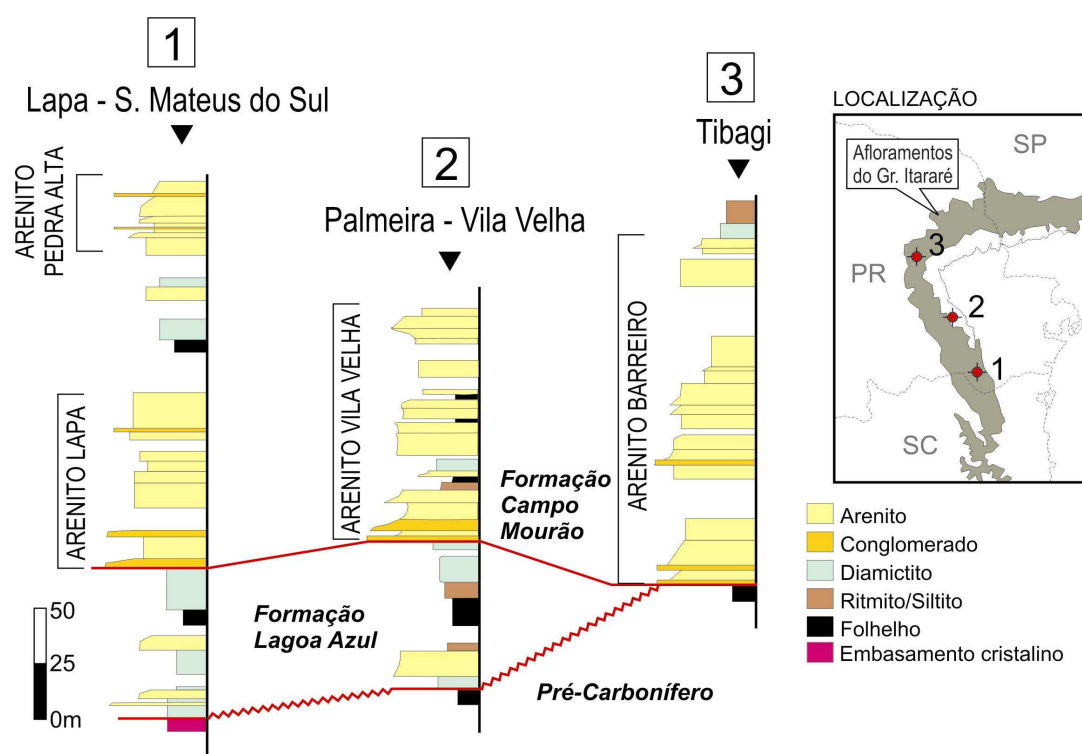


Figura 4.14 – Perfis estratigráficos do Grupo Itararé levantados nas seções Lapa – São Mateus do Sul, Palmeira – Vila Velha e Tibagi, com a representação dos arenitos analisados (modificado de Vesely 2006).

4.2.2. Arenito Vila Velha

Os afloramentos típicos do arenito Vila Velha situam-se 30 km a sudeste da Cidade de Ponta Grossa, estendendo-se por uma área de aproximadamente 100 km² no Parque Estadual de Vila Velha e arredores (Fig. 4.15). O arenito destaca-se na topografia como platôs isolados, limitados por escarpas pronunciadas com mais de 100 m de altura. Devido ao excelente grau de preservação dos litotipos e ao ótimo acervo de estruturas deformacionais

relacionadas a zonas de falha regionais, a área oferece a oportunidade de analisar aspectos da tectônica formadora e modificadora da seção sedimentar (Trzaskos et al. 2007).

Quatro unidades litológicas mapeáveis na escala 1:25.000 podem ser reconhecidas no arenito, denominadas da base para o topo de A, B, C e D (Fig. 4.15). Essas unidades representam compartimentos preferenciais de fluxo na escala de reservatório (unidades A, C e D) ou barreiras de permeabilidade (unidade B).

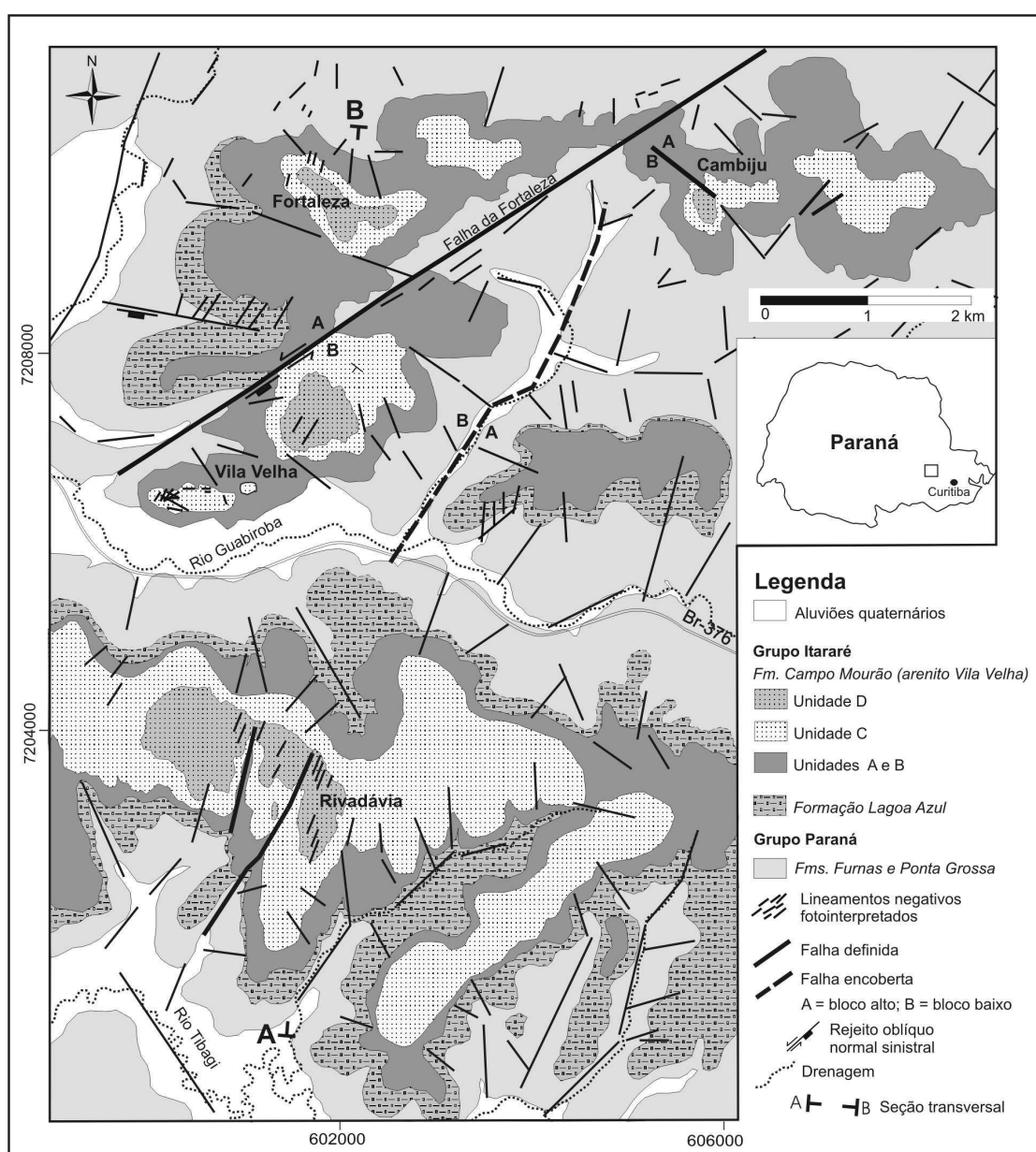


Figura 4.15 – Mapa geológico lito-estrutural do Grupo Itararé na área de Vila Velha (Trzaskos et al. 2007).

A unidade A compreende uma associação de conglomerados e arenitos mal selecionados depositados em leques proglaciais subaquosos (*outwash*). O topo dessa unidade é retrogradante e culmina com uma sucessão glácio-marinha argilosa composta por folhelhos, ritmitos e diamictitos (unidade B). O conjunto formado pelas unidades C e D, assentado em contato erosivo sobre a anterior, compreende uma espessa sucessão arenosa de turbiditos hiperpicnais interdigitados com fácies de barras de desembocadura e depósitos de praia no topo (Vesely, 2006).

Como produto da análise fotogeológica foi gerado um mapa lito-estrutural do arenito Vila Velha, com a distribuição das unidades estratigráficas mapeáveis na escala 1:25.000 e dos principais elementos estruturais reconhecidos (Fig. 4.15). Paralelamente, foi possível identificar diferentes tipos e escalas de heterogeneidades existentes no arenito, tanto estratigráficas quanto estruturais.

4.2.2.1. Análise descritiva

A seção sedimentar paleozóica exposta na área de Vila Velha é marcada por uma deformação rúptil que compreende três famílias principais de fraturas subverticais, cuja expressão em planta varia de acordo com a escala de observação.

A primeira família, de direção N50W, apresenta-se normalmente como um feixe de lineamentos retilíneos e alongados, podendo ser visualizados tanto sobre as rochas da Formação Furnas quanto sobre o embasamento cristalino, sendo ainda responsáveis, localmente, pelo contato escarpado entre as duas unidades. Essa família é facilmente reconhecida em imagem de satélite e no Modelo Digital de Elevação (MDE), estando bem marcada na porção nordeste da área (Figuras 4.16 e 4.17). Em campo, exemplo de sua expressão sobre as rochas do Grupo Itararé ocorre na área da Fazenda Cambiju (Fig. 4.15), onde foi observada uma falha normal com rejeito métrico (Fig. 4.18a). No contexto regional, essa direção noroeste pode ser associada ao Alinhamento do Rio Alonzo, definido como uma proeminente anomalia magnética linear paralela ao

eixo do Arco de Ponta Grossa (Vieira 1973, Ferreira 1982, Zalán et al. 1987).

A segunda família de fraturas, de direção N10-20E, apresenta-se bem marcada em fotografias aéreas (1:25.000 e 1:10.000) e em afloramentos do Grupo Itararé, englobando as áreas da Fazenda Rivadávia, Fazenda Cambiju e nos arenitos do parque. Em campo, esse sistema de fraturas apresenta espaçamento variando de largo a muito largo (0,2 – 2m), geometria variando de ondulada a anastomosada (Fig. 4.18b e 4.18c) e rugosos. Comumente podem ser observados padrões *en échelon*, com escalonamento dos planos de fraturas. Alguns planos correspondem a pequenas bandas de deformação, apresentando características de deformação inter e intragranular concentrada em estreitas faixas, com rejeitos de decímetros a poucos metros. As bandas de deformação podem ser facilmente reconhecidas em campo por apresentarem-se como ressaltos no relevo (Fig. 4.18b e 4.18c) devido ao atual preenchimento por hidróxidos de ferro através da percolação de água meteórica.

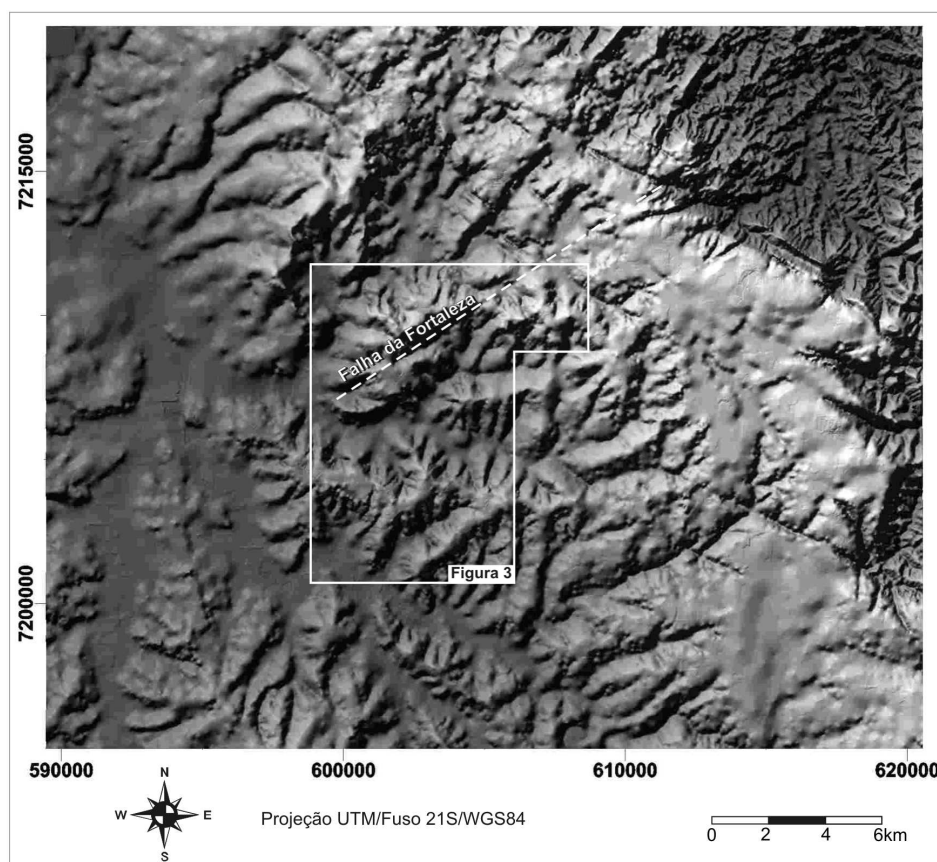


Figura 4.16 – Modelo digital de elevação (MDE) de uma porção do flanco sul do Arco de Ponta Grossa, com referência à área mapeada.

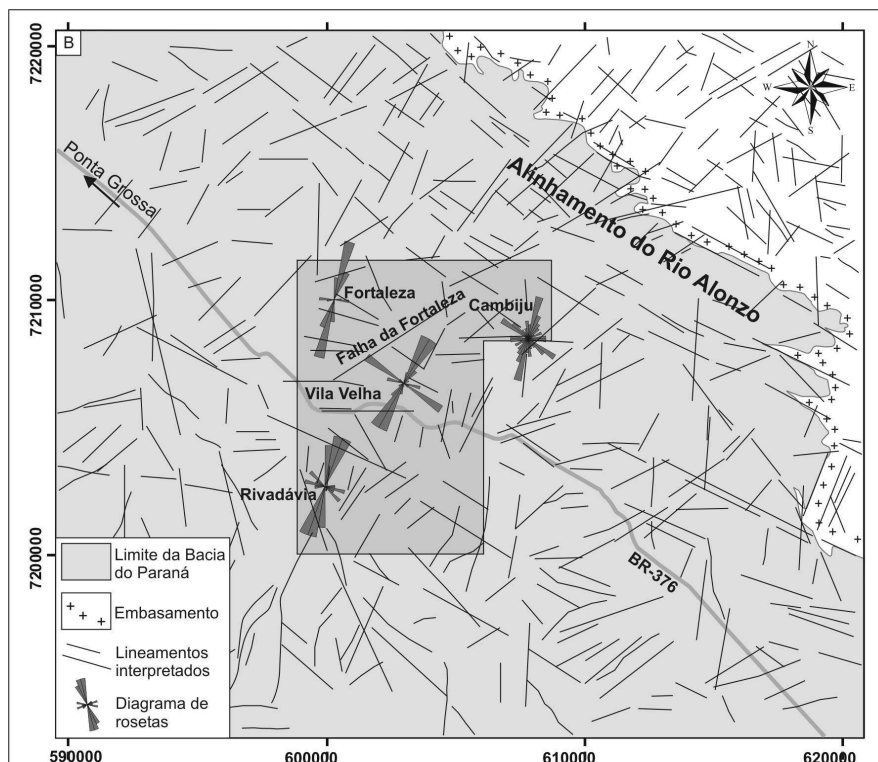


Figura 4.17 - Mapa de lineamentos extraídos de imagem de satélite e MDE, com diagramas em rosetas das atitudes de fraturas obtidas em campo.

A terceira família de fraturas possui direção média N50E e está representada por lineamentos retilíneos, visíveis no MDE e na imagem de satélite (Fig. 4.17). Na área mapeada, essa direção manifesta-se como um lineamento principal presente no norte da área (Fig. 4.15), que secciona o arenito Vila Velha na área do parque estadual. Essa estrutura foi aqui denominada de Falha da Fortaleza, pois seus afloramentos foram descritos na localidade de Fortaleza, situada no limite norte do parque. Em termos de expressão morfológica e continuidade, trata-se da feição estrutural importante, reconhecida na área de Vila Velha (Fig. 4.16).

Outras direções de lineamentos podem ser indicadas a partir da análise de sensores remotos, tais como NNW e E-W (Fig. 4.17). No entanto, tratam-se de sistemas de fraturas subordinados e, por não terem sido identificados na área mapeada, não foram analisados em detalhe nem incorporados na interpretação da evolução tectônica do arenito Vila Velha.

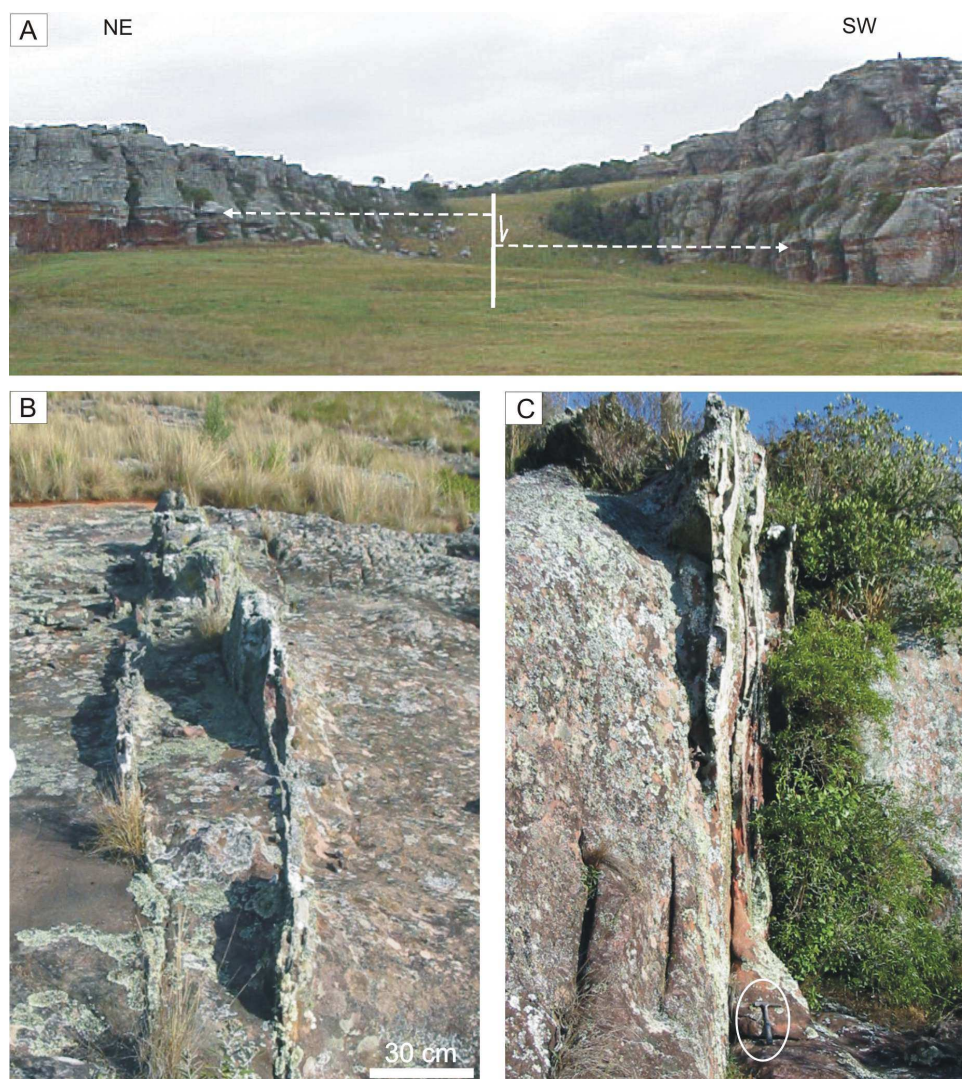


Figura 4.18 – Fotografias das estruturas rúpteis observadas em campo. a) falha vertical na Fazenda Cambiju, direção aproximada N45°W b) banda de deformação de direção N12E e geometria anastomosada; c) banda de deformação de direção N10E, subvertical.

4.2.2.2. Análises cinemática e dinâmica

Foram observados planos de falha orientados segundo a direção N10-20E, cuja movimentação é evidenciada por estrias e degraus (*steps*) ou pelo escalonamento dos planos de fraturas. O levantamento de indicadores cinemáticos para a Fazenda Rivadávia (Fig. 4.19) mostrou que os planos de falha de direção N10-20E apresentam estrias com *rake* médio de 18°, o que determina movimentação oblíqua entre os blocos, com predomínio da cinemática sinistral-normal (ver figuras 4.8a e b).

A análise dinâmica, realizada com base no critério de ruptura de Mohr-Coulomb a partir das atitudes de 19 planos estriados descrita na Fazenda Rivadávia (Fig. 4.19), indica o posicionamento do tensor máximo segundo a direção N16W e subhorizontal, o tensor intermediário subvertical e o tensor mínimo aproximadamente E-W (Figuras 4.19 e 4.20). A associação entre as informações obtidas em campo e as direções de paleotensão calculadas sugere uma deformação transtrativa, com movimentação direcional oblíqua. Essa fase deformacional teria ocorrido durante o primeiro evento tectônico reconhecido em toda a área de estudo e denominada neste trabalho como evento D1, de idade Neopermiana.

O sistema NW apresenta-se mais evidente no extremo nordeste da área e sua expressão mais importante ocorre na região da Fazenda Cambiju como um plano de falha de direção N45W de cinemática normal, definida pelo deslocamento relativo entre os blocos (Fig. 4.18a). A análise da falha e da história deformacional observada na área permite correlacionar esse registro estrutural ao evento D2, associado ao intenso falhamento de direção N40-50W relacionado ao magmatismo Serra Geral.

A Falha da Fortaleza, de direção N50E, apresenta movimentação oblíqua normal-sinistral, conforme demonstrado por indicadores cinemáticos observados em campo e corroborado pela disposição relativa das unidades estratigráficas vista em perfis verticais e seções transversais (Fig. 4.15). Além disso, a descrição dos afloramentos em ambos os lados da falha mostra relações de contato distintas entre o Grupo Itararé e o substrato devoniano, sugerindo um primeiro episódio de movimentação ao longo da falha antes da deposição do Grupo Itararé, ou seja, pré-D1. O arcabouço geológico atual indica deslocamento relativo entre os estratos da Formação Campo Mourão, durante o segundo episódio, com bloco baixo à sudeste e bloco alto a noroeste e rejeito vertical aproximado de 120 m (Fig. 4.15). As relações espaciais e o posicionamento da tensão responsável pela última fase de reativação da Falha da Fortaleza indicam sua correlação com o último evento deformacional aqui descrito como evento D3.

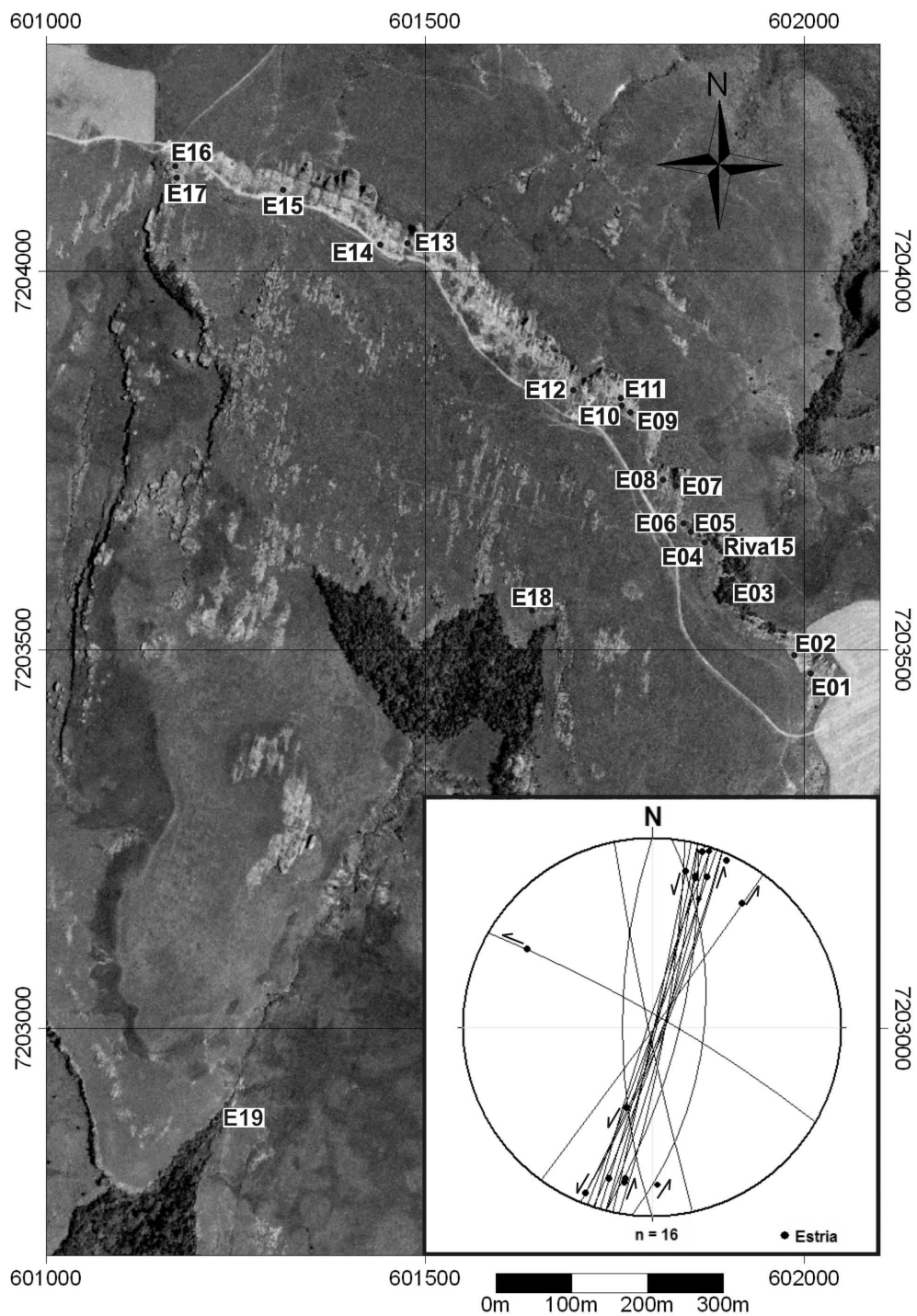


Figura 4.19 – Fotografia aérea com a localização dos planos estriados encontrados na Fazenda Rivadavia. Para localização, vide figura 4.12.

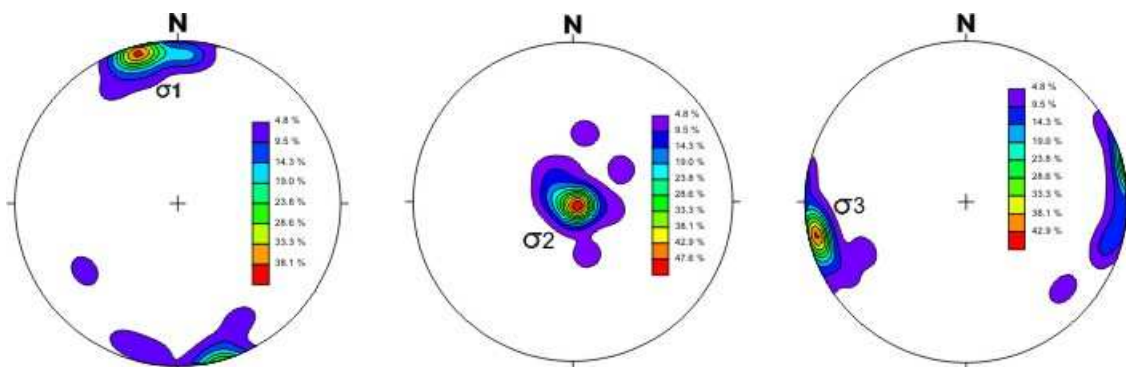


Figura 4.20 – Diagramas estereográficos das paleotensões responsáveis pela deformação oblíqua normal-sinistral, calculada para planos estriados na Fazenda Rivadávia. Número de medidas = 19. Fase de deformação D1.

4.2.3. Arenito Barreiro

Na região de Tibagi, o Grupo Itararé repousa em discordância sobre a Formação Ponta Grossa, ora sobre folhelhos e siltitos do Membro São Domingos (Superior), ora sobre arenitos do Membro Tibagi (Médio). A base do Grupo Itararé na área é representada por espessa sucessão areno-conglomerática, com mais 100 metros de espessura, que sustenta um planalto bordejado pelas serras do Barreiro, Roncador e dos Borges.

A sucessão de arenitos foi analisada por Maack (1947; 1950-51), que utilizou a denominação “arenito Barreiro” e posicionou o intervalo no devoniano, logo acima da Formação Ponta Grossa. Petri (1948) reexaminou o arenito Barreiro e o considerou como base do Grupo Itararé, devido à observação de ritmitos glaciais sotopostos ao pacote arenoso a leste de Tibagi. O arenito Barreiro situa-se na base da Formação Campo Mourão, o que é corroborado pela sua correlação com os arenitos Vila Velha e Lapa (Fig. 4.14). Devido à ausência da Formação Lagoa Azul na área, o arenito repousa diretamente sobre a Formação Ponta Grossa (Vesely, 2006).

Perdoncini (1997) analisou em detalhe o arenito Barreiro, produzindo um mapa geológico e caracterizando as fácies presentes (Fig. 4.21). No referido mapa, o arenito foi subdividido em três unidades assim descritas em ordem ascendente: Unidade I: composta na base por conglomerados maciços

desorganizados ou com estratificação cruzada planar, seguidos por conglomerados e arenitos com estratificação cruzada e arenitos gradados. Unidade II: constituída por arenitos maciços, gradados ou com ondulações de corrente, finos laminados com clastos caídos e diamictitos maciços. Unidade III: arenitos laminados, por vezes conglomeráticos.

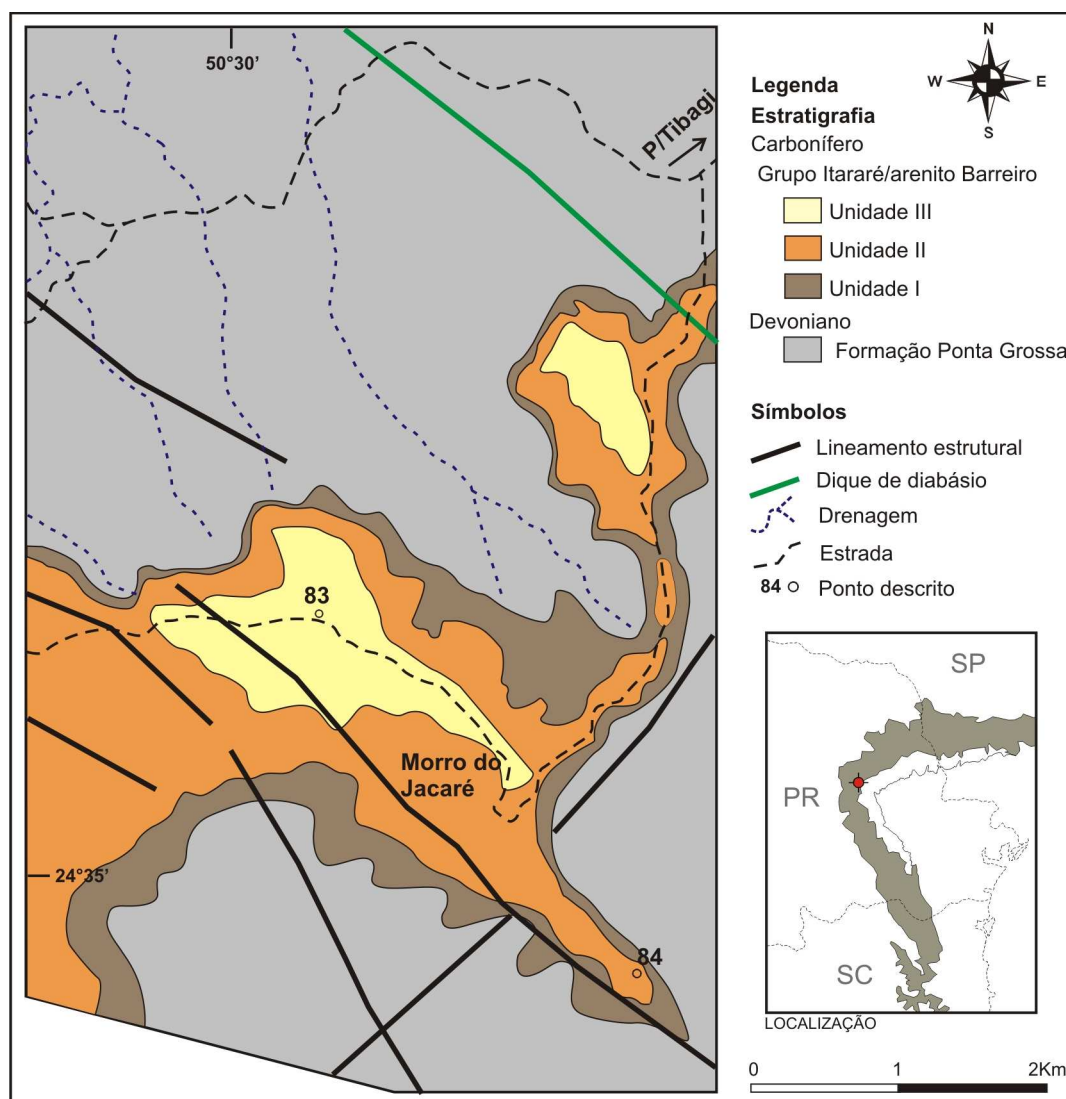


Figura 4.21 – Mapa geológico simplificado da parte leste do arenito Barreiro, com a localização dos pontos descritos no Morro do Jacaré (modificado de Perdoncini 1997).

4.2.3.1 *Análise descritiva*

O Morro do Jacaré é uma feição morfológica pronunciada do arenito Barreiro, constituindo uma grande crista alongada segundo a direção NW (Fig. 4.21). A crista é controlada por falhas de direção N50W, que apresentam bandas de deformação pouco expressivas na escala mesoscópica e seccionadas por sistema de fraturas secundário, orientado segundo a direção N60E (Fig. 4.22A). O sistema de fraturas de direção N60E apresenta como indicadores cinemáticos planos de fraturas com padrão escalonado (Fig. 4.22C) e planos de falha com estrias e degraus indicando cinemática sinistral-normal. Planos orientados segundo a direção NE evidenciam bandas de deformação bem marcadas como ressaltos no terreno.

Os principais elementos estruturais observados no Arenito Barreiro representam sistemas de juntas e falhas (Fig. 4.22A e B), de geometria ondulada ou anastomosada. São comumente encontrados planos de fraturas com padrão escalonado, o que sugere movimentação relativa entre os blocos (Fig. 4.22C, D e E). Os principais indicadores cinemáticos observados na região são planos de falha contendo estrias e degraus, segundo os quais foi possível realizar a análise dinâmica de algumas regiões deformadas.

4.2.3.2 *Análises cinemática e dinâmica*

A análise dos dados de indicadores cinemáticos descritos nos pontos 83 e 84, localizados no Arenito Barreiro (Fig. 4.23), permitiram identificar o registro das três fases deformacionais na área. Os eventos identificados são correlatos aos eventos D1, D2 e D3 descritos na análise regional. Baseado nos mesmos critérios foi possível reconhecer que as falhas de direção N20E e cinemática sinistral foram nucleadas durante o evento deformacional D1, uma vez que a paleotensão estimada nessa deformação é correlata àquela descrita regionalmente.

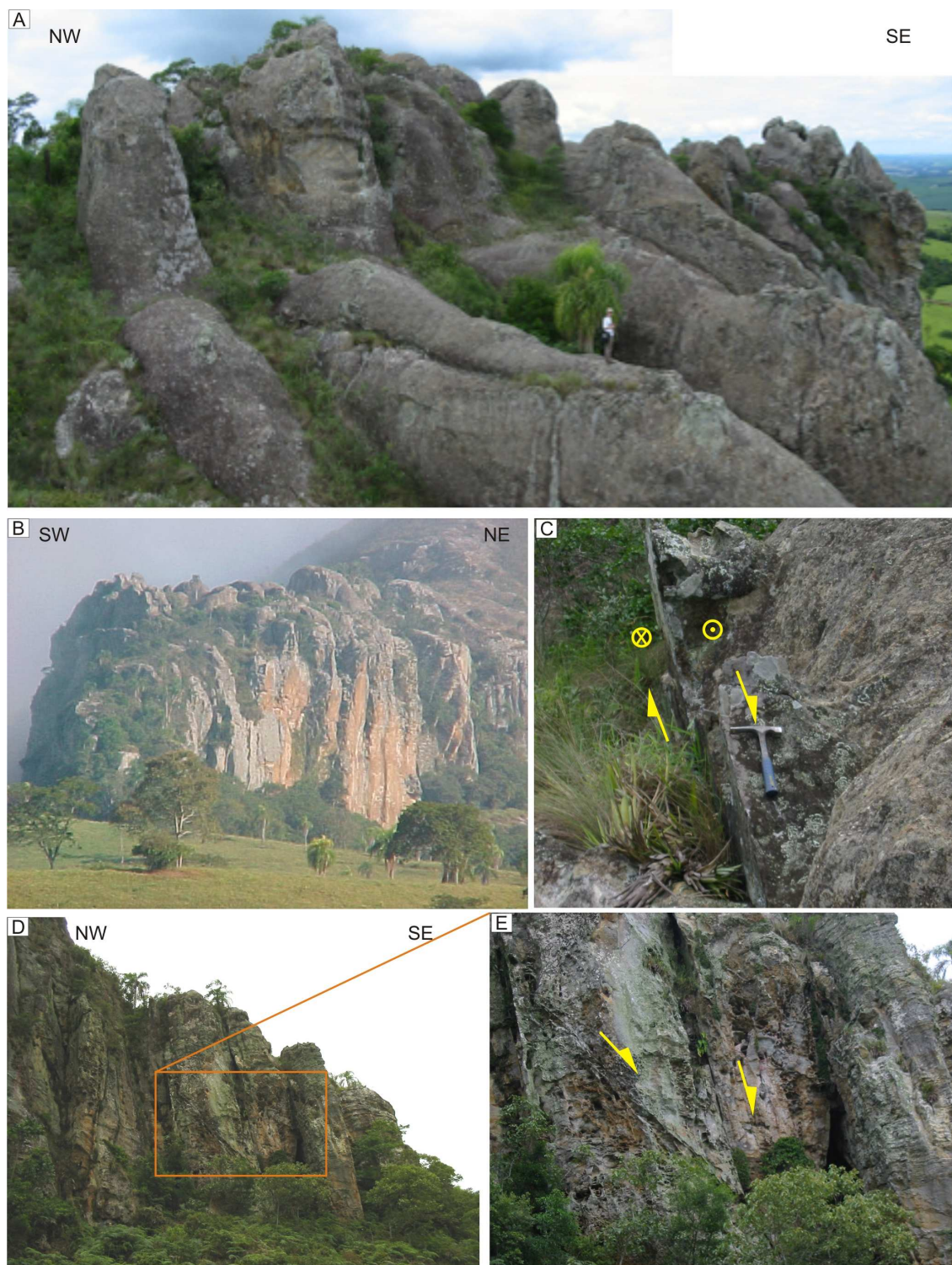


Figura 4.22 – Fotografias das estruturas rúpteis observadas em campo. (A) Vista para NE do Arenito Barreiro evidenciando a família de fraturas de direção N60E. (B) Vista para NW de frente para o Morro do Jacaré. (C) Fraturas escalonadas de direção N60E indicando cinemática normal-dextral. (D) e (E) Detalhe da família de fraturas de direção N60E evidenciando a componente normal da cinemática normal-dextral.

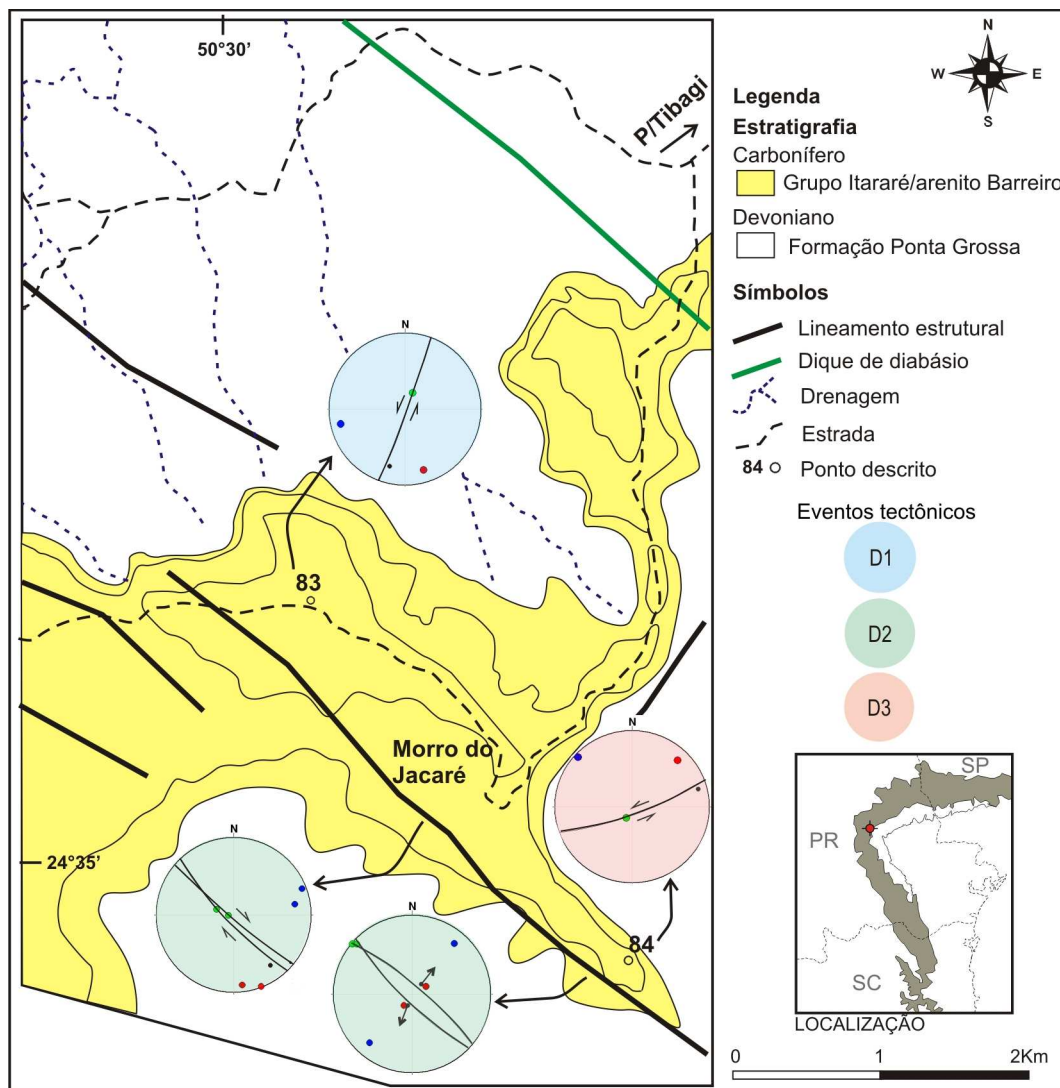


Figura 4.23 – Mapa esquemático do Arenito Barreiro e diagramas estereográficos dos principais indicadores cinemáticos descritos em campo.

O segundo evento (D2) pode ser reconhecido nas falhas normais, de direção N50W, que controlam a feição escarpada do Morro do Jacaré. Localmente podem ser observados indicadores cinemáticos dextrais ao longo dessa mesma direção, também relacionados ao mesmo evento tectônico (ver discussão item 4.1.3.3). O terceiro evento (D3) pode ser identificado através da reativação de planos de falha de direção N70E, de cinemática dextral, e de planos de direção N50W, de cinemática sinistral.

4.2.4. Arenitos Lapa e Pedra Alta

O arenito Lapa configura uma crista alongada e levemente sinuosa que se estende desde a região de Rio Negrinho (SC) até a cidade de Lapa.

Segundo França et al. (1996), representa o preenchimento de um paleo-canal exumado pela erosão recente. O arenito situa-se estratigraficamente na base da Formação Campo Mourão, estando em contato discordante sobre estratos marinhos neocarboníferos da Formação Lagoa Azul. O arenito Pedra Alta aflora cerca de 6 km a oeste (Fig. 4.24) e representa uma unidade arenosa ligeiramente mais jovem que o arenito Lapa, separada do mesmo por um intervalo lamítico (ver figura 4.14).

4.2.4.1 *Análise descritiva*

Os Arenitos Lapa e Pedra Alta apresentam pronunciada feição morfológica (Fig. 4.25A e B). Apresentando crista alongada segundo a direção norte-sul (Fig. 4.25A), o Arenito Lapa é seccionado por uma família de fraturas de direção aproximada N-S que controlam sua feição escarpada. Na região podem ser descritos sistemas de falha de direção N30E, N10W e N70W todos exibindo cinemática sinistral.

Os principais indicadores cinemáticos observados na área são planos de falha com estrias e degraus (Fig. 4.25C) e planos de fraturas com padrão escalonado (Fig. 4.25D). Não foram observadas bandas de deformação. As fraturas apresentam-se normalmente abertas, com espaçamento métrico.

4.2.4.2 *Análises cinemática e dinâmica*

A distribuição espacial e os indicadores cinemáticos observados nos arenitos Lapa e Pedra Alta evidenciam três conjuntos de estruturas, cujas paleotensões podem ser relacionadas aos eventos D1, D2 e D3 descritos na análise regional (Fig. 4.24).

Segundo o mesmo critério utilizado para a análise da evolução tectônica regional, foi possível reconhecer que as falhas de direção N30E de cinemática sinistral foram nucleadas durante o evento deformacional D1, uma vez que a paleotensão estimada nessa deformação é correlata àquela descrita regionalmente. O evento D2 foi identificado na área em apenas um ponto, com falha de direção N10W e cinemática oblíqua normal sinistral. O terceiro evento pode ser identificado em planos de falha de direção N70W, de cinemática sinistral.

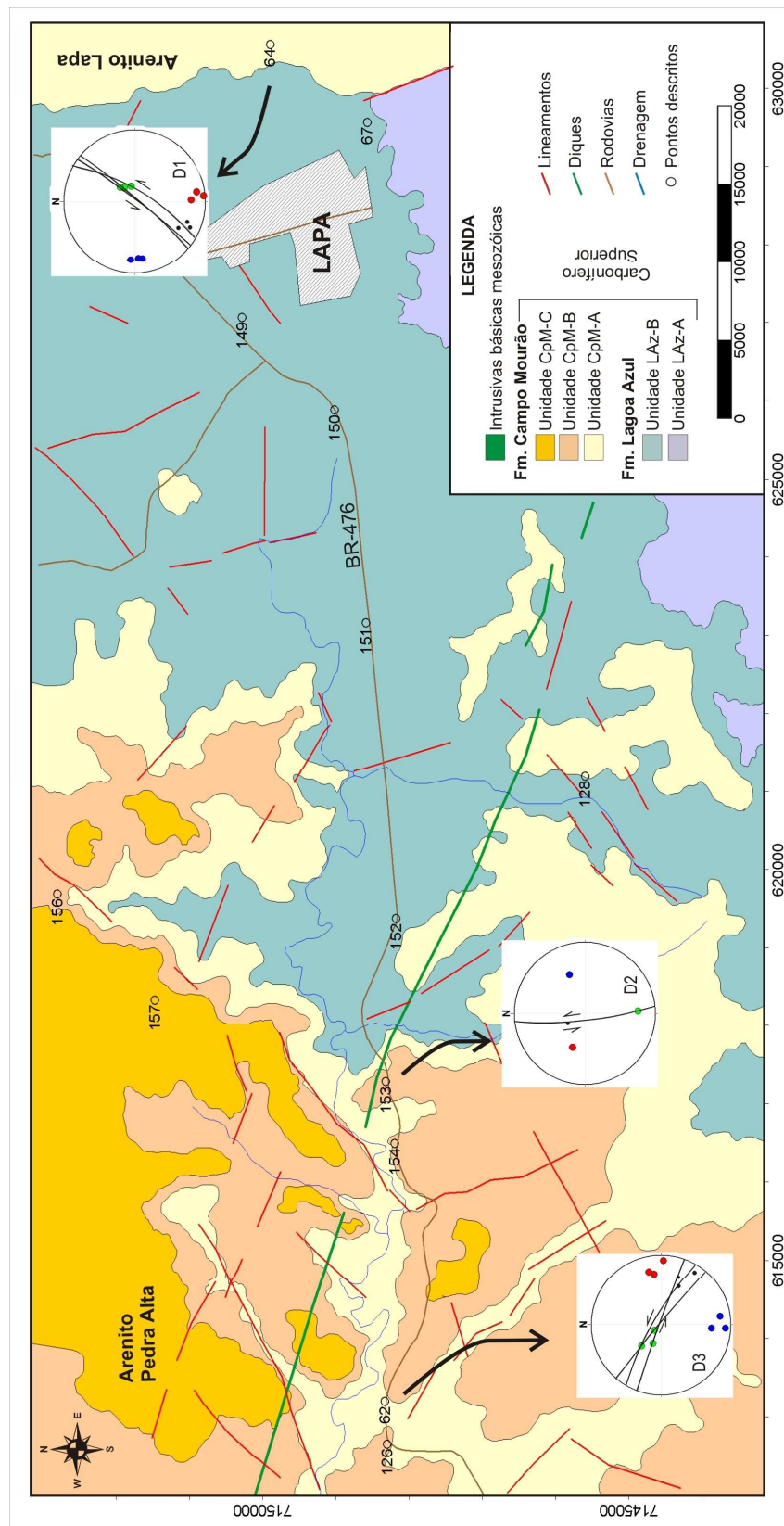


Figura 4.24 – Mapa geológico lito-estrutural do Grupo Itararé na área dos arenitos Lapa e Pedra Alta (Relatório MODRES 2004) e os diagramas estereográficos dos três eventos de deformação reconhecidos.

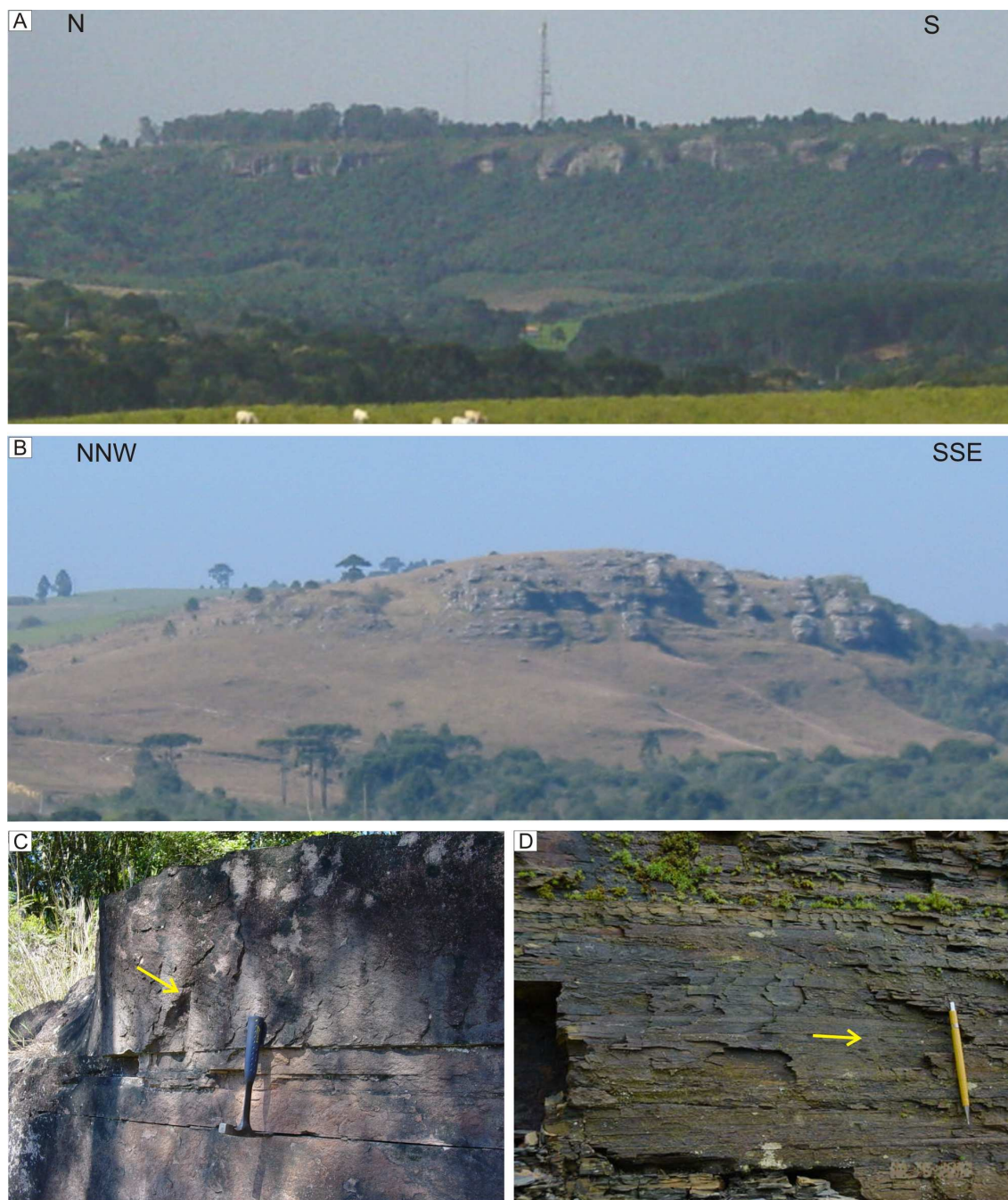


Figura 4.25 – Fotografias das estruturas rúpteis observadas na região de Lapa/Pedra Alta. (A) Vista para leste do Arenito Lapa evidenciando sua escarpa de direção N-S. (B) Vista para leste do Arenito Pedra Alta. (C) Plano estriado de direção N30E com estria (124/40°) indicando cinemática oblíqua normal sinistral. (D) Fraturas escalonadas em ritmito indicando cinemática sinistral, plano Y de direção N70W. Deformação relacionada ao evento D3.

4.3. EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR

A análise do arcabouço estrutural e do empilhamento estratigráfico do Grupo Itararé no Estado do Paraná e nas áreas escolhidas para detalhamento (arenitos Lapa, Pedra Alta, Vila Velha e Barreiro) permitiu identificar três eventos tectônicos principais que deformaram a seção neopaleozóica. Além disso, mediante o mapeamento de detalhe do Arenito Vila Velha (Fig. 4.15) foi possível determinar a existência de pelo menos dois eventos tectônicos que influenciaram sua sedimentação. Relacionando os processos sedimentares e deformacionais, foi possível estimar a cronologia dos eventos e estabelecer correlações com episódios tectônicos regionais descritos em trabalhos anteriores.

O detalhamento em escala 1:25.000 das três áreas selecionadas (arenitos Vila Velha, Barreiro, Lapa e Pedra Alta) permitiu a identificação dos eventos tectônicos baseados nos elementos estruturais e nos registros estratigráficos impressos. As três áreas apresentam exposição da sucessão arenosa correlata à Formação Campo Mourão, sendo a área do Arenito Vila Velha aquela que apresentou riqueza de informações, permitindo estabelecer eventos tectônicos ativos antes, durante e após a sedimentação do Grupo Itararé (Trzaskos et al. 2007). A evolução tectônica descrita a seguir foi baseada no levantamento estrutural regional e local realizado em toda a faixa aflorante do Grupo Itararé.

No flanco sul do Arco de Ponta Grossa foi possível observar que o contato entre o Grupo Itararé e a seqüência devoniana da Bacia do Paraná é dado por uma discordância angular regional, denominada de discordância Pré-Pensilvaniano (Soares 1991). A angularidade da superfície discordante sugere basculamento tectônico generalizado da superfície pré-Itararé para noroeste, com a erosão atingindo níveis estratigráficos cada vez mais inferiores no sentido sudeste (Fig 4.26). Outra constatação é a erosão diferencial no topo do Grupo Paraná nos blocos alto e baixo da Falha da Fortaleza, que sugere movimentação ao longo dessa estrutura antes da deposição do Grupo Itararé, com erosão mais pronunciada no bloco alto a noroeste. Levantamentos de

campo mostram que a noroeste da Falha da Fortaleza o Grupo Itararé repousa em discordância sobre arenitos da Formação Furnas, enquanto que, a sudeste da falha o contato é dado com folhelhos da Formação Ponta Grossa. Aparentemente, a Falha da Fortaleza exerce influência ainda na distribuição espacial da Formação Lagoa Azul (Fig. 4.15). A atividade tectônica pré-Itararé pode ter se prolongado até o início da deposição do Grupo Itararé no Westfaliano, controlando depocentros locais. Essa interpretação corrobora o modelo regional de França & Potter (1988), que admitem a compartimentação da Formação Lagoa Azul em sistemas de horsts e grabens.

A discordância Pré-Pensilvaniano é reconhecida em diversas bacias do Gondwana e o hiato envolvido pode variar de 20 a 90 Ma (López-Gamundí & Rossello 1993). Segundo os mesmos autores, sua gênese pode ser atribuída a soerguimentos tectônicos influenciados pela orogenia Eo-herciniana ou Chanica. É sugestivo então que o basculamento da superfície pré-Itararé e primeiro episódio de movimentação da Falha da Fortaleza sejam exemplos desse evento tectônico na área estudada. Além disso, outros lineamentos nordeste importantes no sudeste do Paraná, como Rio Tibagi e Lancinha, podem também ter estado ativos durante o intervalo Neodevoniano-Neocarbonífero (Oliveira, 1991; Assine et al. 1998).

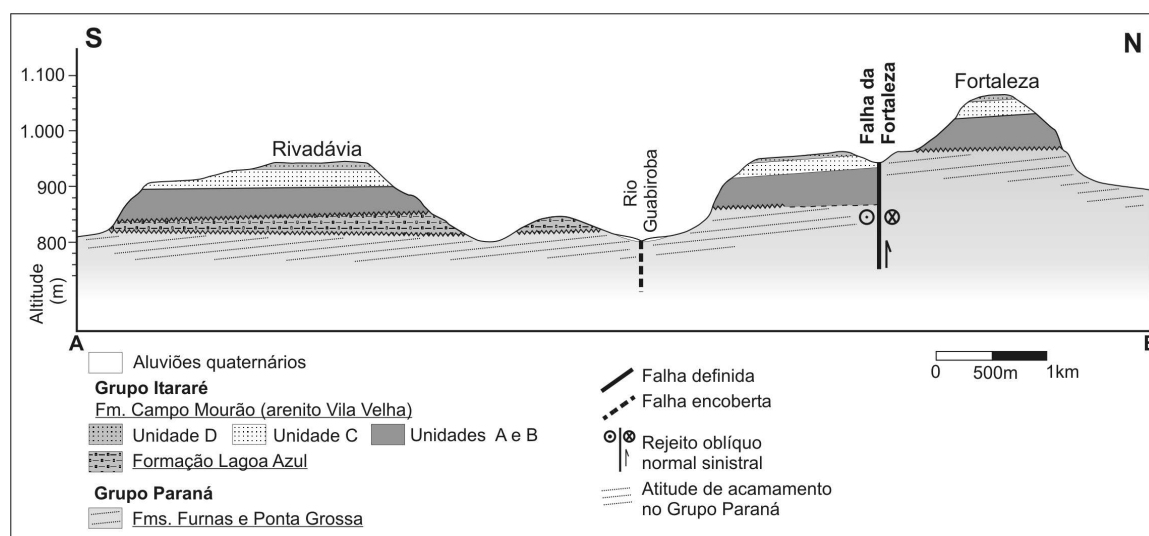


Figura 4.26 – Seção geológica transversal ilustrando o arcabouço estrutural/estratigráfico na área de Vila Velha. Para localização vide na figura 4.13.

O segundo ciclo de sedimentação do Grupo Itararé na área do Arenito Vila Velha compreende os depósitos proglaciais subaquosos da Formação Campo Mourão, que assentam em discordância erosiva sobre a Formação Lagoa Azul. A deposição dos arenitos ocorreu durante evento de deglaciação que sucedeu a fase de avanço glacial na bacia (Vesely 2006). O avanço das geleiras e fluxos de água de degelo geraram erosão pronunciada tanto dos sedimentos glaciais da Formação Lagoa Azul quanto do substrato devoniano. Com isso, a Formação Lagoa Azul foi totalmente erodida em algumas áreas, onde a deposição do arenito Vila Velha ocorreu diretamente sobre as formações Furnas e Ponta Grossa. Sugere-se que a descontinuidade lateral da Formação Lagoa Azul, por erosão diferencial no topo, possa ser atribuída à persistência da movimentação tectônica, refletindo no desenvolvimento de um paleorelevo sobre esses sedimentos e favorecendo a gênese de canais na base da Formação Campo Mourão. Segundo França et al. (1996), a incisão desses canais deve-se provavelmente ao soerguimento da litosfera por reajuste glácio-isostático devido à fase anterior de deglaciação. Segundo os autores, o soerguimento promoveu exposição subaérea e oxidação das fácies do topo da Formação Lagoa Azul, haja visto sua coloração avermelhada até mesmo em testemunhos de poços. Dados complementares são necessários para confirmar uma ou outra hipótese.

A evolução geológica pós-carbonífera da área estudada foi marcada por eventos de deformação rúptil que afetaram as rochas do Grupo Itararé e cujos registros podem ser verificados em toda a região do Arco de Ponta Grossa. O arcabouço estrutural atual indica que a área foi afetada por uma tectônica modificadora responsável pela configuração atual das unidades.

O primeiro evento deformador das rochas permo-carboníferas causou movimentação essencialmente transcorrente sinistral em falhas de direção NE e foi responsável ainda pela nucleação de feições lineares (estrias) de direção N10-20E. Esse evento pode ser reconhecido tanto em fotografias aéreas na região de Vila Velha, Lapa e Pedra Alta, quanto em imagens de satélite no flanco sul do Arco de Ponta Grossa, tendo sido denominado evento D1 neste trabalho (ver discussão item 4.1.3.1).

O segundo evento deformacional (D2) que atingiu a área foi responsável

pela nucleação do sistema de lineamentos retilíneos e alongados de direção N55W, que seccionam a porção nordeste da área. Este evento, relacionado ao soerguimento termal, formação do Arco de Ponta Grossa e abertura do Atlântico Sul, durante o Cretáceo Inferior, foi responsável não só pelo vulcanismo na Bacia do Paraná, mas também por falhas distensionais e geração de fraturas NW (ver discussão item 4.1.3.2), como observado na Fazenda Cambiju e Arenito Barreiro.

O último evento tectônico (D3) foi responsável pela reativação das estruturas formadas em eventos tectônicos anteriores (ver discussão item 4.1.3.3). O posicionamento regional do vetor σ_1 indica compressão ENE-WSW, embora ocorra ampla dispersão devido a reorientação do campo de tensões em planos preexistentes. A fase mais recente da Falha da Fortaleza, mapeada de cinemática oblíqua normal sinistral, estaria relacionada a esse último evento tectônico atuante na área.

CAPÍTULO 5

BANDAS DE DEFORMAÇÃO

Bandas de deformação formadas em arenitos porosos consistem em uma série de proeminentes faixas de coloração mais clara e mais resistente que a rocha parental, formando normalmente ressaltos no relevo. Formam-se como produtos do falhamento sob baixas temperaturas ($<250^{\circ}\text{C}$) e pequenas profundidades (Cladouhos 1999a). Normalmente não exibem planos de falha bem definidos ou superfícies estriadas. As faixas são caracterizadas por uma zona composta por rocha cominuída, pulverizada ou por grãos fraturados e apresentam comumente precipitados de óxidos de ferro e sílica, o que lhes confere maior resistência ao intemperismo.

As bandas de deformação apresentam potencial para atuar tanto como conduto ao fluxo de fluidos, devido ao aumento da permeabilidade resultante de microfraturas, quanto como barreira selante, devido ao processo de cataclase dos grãos constituintes da rocha. A caracterização das bandas de deformação, sua distribuição espacial e relações temporais relativas à migração de hidrocarbonetos são aspectos críticos para a avaliação de reservatórios.

O termo *banda de deformação* foi utilizado por Aydin (1978) para descrever discretos planos de descontinuidade, onde ocorrem deslocamentos relativos da ordem de poucos milímetros a poucos centímetros. Ao microscópio, o mesmo autor caracterizou a banda de deformação como uma faixa onde ocorre redução significativa da granulometria dos grãos quando comparados à rocha parental não deformada. De acordo com as micro-feições observadas, o autor subdividiu a banda em duas zonas com modos de deformação distintos: uma zona externa marcada pelo reajuste dos grãos e do espaço poroso e uma zona interna marcada pela deformação intragranular, com fraturamento dos grãos da rocha parental e atual substituição do cimento por óxidos de ferro e manganês.

Aydin (1978) reconheceu a existência de dois tipos de zonas de cisalhamento rúpteis em arenitos: as bandas de deformação e as zonas de bandas de deformação, essa última constituída pelo conjunto de várias bandas. O autor constatou que podem ocorrer planos de falha em algumas zonas de bandas de deformação como superfícies de deslizamento.

Alguns autores preferem fazer uso dos termos fraturas de cisalhamento (Engelder 1974) ou microfalhas (Magnavita 1992) por considerarem o termo bandas de deformação incompleto, uma vez que o termo proposto não especifica o tipo de deformação, se por falhamento ou dobramento. As bandas de deformação, conhecidas também como bandas de compactação (*sensu* Antonellini et al. 1994), são caracterizadas pelo decréscimo localizado de permeabilidade associado ao incremento no grau de litificação relativo à rocha parental. Desde a definição original de Aydin (1978), diversos autores vêm estudando bandas de deformação com o objetivo de compreender os mecanismos de deformação atuantes em níveis crustais superiores e a arquitetura das meso e microestruturas como ferramenta na determinação da cinemática e na reconstrução das paleotensões (e.g. Petit 1987; Chester & Logan 1987; Antonellini et al. 1994; Doblas 1998; Cladouhos 1999a).

A caracterização das bandas de deformação quanto às suas feições microestruturais, relações com a diagênese e a história de soterramento, estudos de mecanismos de deformação e correlações entre a deformação e o *timing* na geração e migração de hidrocarbonetos possibilitou avanços no entendimento do potencial selante de zonas de falha. A compreensão desses aspectos lançou inúmeras perspectivas para a otimização da caracterização de reservatórios em segmentos ligados à geologia de exploração e exploração.

O efeito das bandas de deformação no fluxo de fluidos em arenitos porosos vem recebendo inúmeras contribuições através de modelos experimentais e numéricos de permeabilidade e porosidade (Aydin, 2000, Hesthammer et al. 2002, Bense et al 2003, Karner et al 2004, Parnell et al. 2004). Os trabalhos focam a efetividade do potencial selante dessas zonas de falha durante e após a deformação cataclástica.

Na Bacia do Paraná, Rostirolla et al. (2002) estudaram o arenito Vila Velha (Grupo Itararé) sob o enfoque estrutural e descreveram bandas de

deformação e basculamentos de blocos controlados por falhas maiores, configurando a geometria do tipo *horsts* e *grabens*, visando compreender o papel das fraturas como controladoras da migração de fluidos e desenvolver um modelo estrutural-hidrodinâmico.

Durante os levantamentos de campo e análise de testemunhos de poços, realizados neste trabalho, foram descritas diversas bandas de deformação formadas em arenitos e algumas zonas de cisalhamento em folhelhos e diamictitos do Grupo Itararé. Foram coletadas 117 amostras para a análise microestrutural, englobando bandas de deformação em arenitos e amostras de zonas de fraturas em testemunhos de poços profundos.

Neste capítulo são apresentadas as características descritivas das bandas de deformação, observadas em afloramentos de arenitos do Grupo Itararé. As principais feições microestruturais foram analisadas através de microscópio ótico, catodoluminescência e Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV).

Amostras destinadas à análise microestrutural, orientadas em campo, foram cortadas segundo o plano XZ (*ac*), que corresponde a uma seção perpendicular ao plano de deslizamento e paralelo à “estria” macroscópica (como representado na Fig. 2.6). Nesses planos podem ser identificados os eixos de máxima e mínima elongação da deformação e constituem a melhor representação física da deformação.

5.1. CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

5.1.1. Amostras de superfície

As bandas de deformação observadas em arenitos do Grupo Itararé apresentam-se comumente como ressaltos no relevo e podem ou não exibir superfícies de movimento estriadas. Exibem normalmente comprimento variando de metros a dezenas de metros e sua largura varia de 2 a 20 cm, são comuns também os zoneamentos de óxidos de ferro e sílica, o que lhes confere maior resistência ao intemperismo (Figuras 5.1 A e B).

Freqüentemente são observados escalonamentos nos planos de falha, que corroboram a cinemática extraída de planos estriados. Esse posicionamento *en échelon* das fraturas foi relacionado a planos R do diagrama

de Riedel e foi utilizado como critério para definir a cinemática nos casos de ausência de outros indicadores de movimento.

Nos arenitos estudados, as bandas estão associadas a falhas de rejeito direcional, com planos subverticais e estrias subhorizontais, em alguns casos com movimentação oblíqua e *rake* (ângulo de mergulho de uma estria de atrito contida no plano de falha) máximo de 45° (Fig. 5.1C). Podem aparecer como bandas individuais que acomodam milímetros a centímetros de deslocamento sem formar ressaltos no relevo (Fig. 5.1D). Também aparecem como planos segmentados, escalonados ou exibindo a forma de “olho”, preservando ilhas de rocha parental intacta. As bandas apresentam geometria variando de ondulada a anastomosada. Os planos de falha podem apresentar-se em *splay* (Fig. 5.1D), como planos individuais de cisalhamento (Figuras 5.1A e B), planos escalonados posicionados *en échelon* ou como pequenos ressaltos no relevo em planos estriados (Fig. 5.1C).

Em alguns casos foi possível observar o plano de deslizamento estriado (Fig. 5.1E), indicando que a concentração de energia ao longo da banda de deformação foi responsável pela evolução de uma discreta superfície de descontinuidade para um plano de falha. Em plano de falha descrito na região da Fazenda Rivadávia, Arenito Vila Velha (ver localização da estria E-19, da figura 4.17) foi observada a intensa cominuição dos grãos do arenito com a largura aproximada de um centímetro. A constatação indica que em fase anterior ao rompimento do plano de falha ocorreu intensa cataclase ao longo da banda de deformação. As feições estruturais descritas nesse ponto indicam que a deformação ocorreu de forma progressiva, com a formação de uma banda de deformação como elemento primário de deformação. A progressão da deformação se deu com o intenso cisalhamento responsável pela cominuição granulométrica dos grãos da rocha na espessura de 1 centímetro. A deformação culminou com o rompimento da rocha em um plano de falha estriado.

As principais bandas de deformação formadas em arenitos estão preferencialmente orientadas segundo a direção N10-20E e são observadas com maior frequência no flanco sul do Arco de Ponta Grossa. Sua gênese

estaria relacionada ao evento deformacional D1, de idade Neopermiana, definido para a área de estudo (ver discussão item 4.1.3.1).

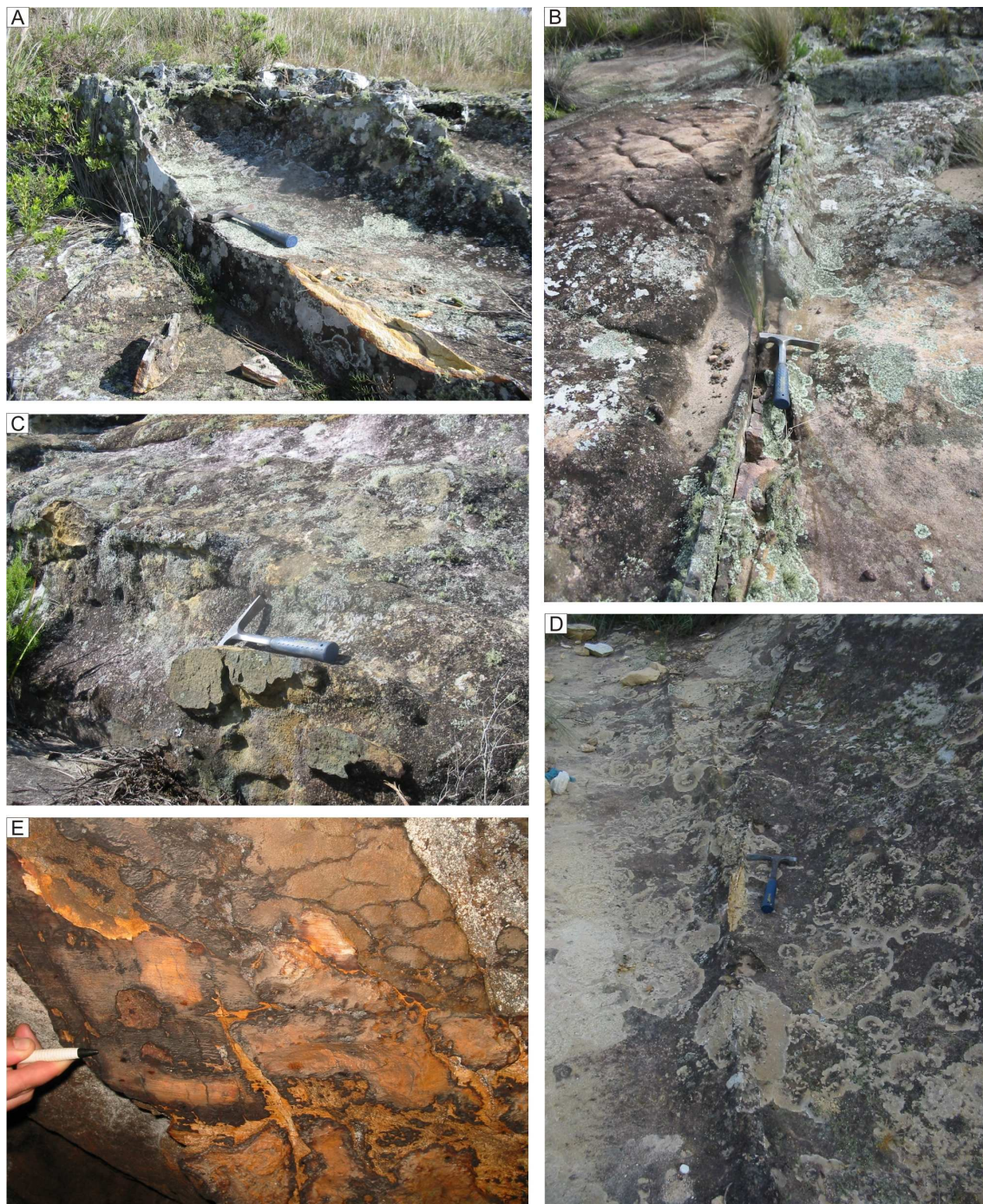


Figura 5.1 – Bandas de deformação observadas em arenitos do Grupo Itararé. A) Banda de deformação formando ressalto no relevo, direção N10E, subvertical. B) Banda de deformação com plano de deslizamento. C) Pequeno fragmento de banda de deformação estriada que resistiu ao intemperismo. D) Banda de deformação anastomosada, observar que a banda não se apresenta como ressalto no relevo. E) Banda de deformação com plano estriado.

5.1.2. Amostras de testemunhos

Os testemunhos disponíveis para o intervalo do Grupo Itararé (poços Petrobras e Paulipetro) foram observados em busca de fraturas que pudessem ser descritas, amostradas e analisadas microscopicamente. Os testemunhos fraturados de poços profundos, entre as profundidades de 350m – 4.500 m (ver tabela 2.1 e figura 2.6, páginas 18 e 19) exibiram feições rúpteis distintas daquelas notadas em amostras de superfície, tanto em meso quanto em micro escala. A constatação permite avaliar os efeitos da evolução diagenética e porosidade, além dos fatores pressão de poros, pressão confinante e temperatura na deformação rúptil de arenitos.

As principais feições rúpteis descritas variam desde o intenso fraturamento, associado à fragmentação do testemunho (Fig. 5.2A) e brechação (Fig. 5.2B), até formação de pequenas juntas, descontínuas, com poucos centímetros de comprimento e nenhum rejeito (Fig. 5.2C). Foram observadas feições similares àquelas formadas em bandas de deformação em superfície, evidenciadas por uma linha de cor mais clara que a rocha parental (Fig. 5.2D). Algumas fraturas descritas apresentam o preenchimento por cimento carbonático e/ou anidrita (Fig. 5.3A). A espessura das fraturas preenchidas varia de 0,5 mm a poucos milímetros. Podem ainda ser visualizadas pequenas falhas exibindo rejeito de poucos milímetros, facilmente observadas pelo deslocamento do acamamento (Fig. 5.3 B e C). Foram descritos pequenos pares conjugados, sendo sua visualização facilitada pelo preenchimento das fraturas por óxidos (Fig. 5.3D).

Os poços Chapéu do Sol 1 e 2, localizados próximo ao município de Pitanga e identificados pelos prefixos 1-CS-2-PR e 2-CS-1-PR (ver fig. 2.6, pág. 19), exibiram intenso fraturamento entre as profundidades de 3.000 m e 2.500 m respectivamente. Os poços foram perfurados próximo ao cruzamento de dois alinhamentos estruturais, a ZF do Rio Piquiri de direção noroeste e a ZF da Jacutinga de direção nordeste. Situam-se também próximos ao campo de Barra Bonita, a mais significativa descoberta de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná, com acumulações sub-comerciais de gás.



Figura 5.2 – Fotografia das principais estruturas rúpteis observadas em testemunhos do Grupo Itararé (ponta da caneta indica topo). Nas fotografias estão indicados o prefixo do poço, a profundidade da amostra e código da lâmina delgada descrita (exemplo: TE-11). A) Testemunho exibindo intenso fraturamento. B) Amostra com aspecto brechado. C) Pequenas fraturas sem rejeito associado. D) Estreita banda de deformação evidenciada como uma linha de cor mais clara que a rocha parental.



Figura 5.3 – Fotografia das principais estruturas rúpteis observadas em testemunhos do Grupo Itararé (ponta da caneta indica topo). Nas fotografias estão indicados o prefixo do poço, a profundidade da amostra e código da lâmina delgada descrita (exemplo: TE-11). A) Fratura preenchida por mineral carbonático. B) e C) Pequenas bandas de deformação com rejeito de poucos milímetros. D) Par conjugado com preenchimento das fraturas por óxido de ferro.

O poço 2-O-1-PR exhibe pequenas falhas de aspecto penecontemporâneo, fato que pode corroborar a hipótese que a FZ Curitiba-Maringá, que precedeu o Arco de Ponta Grossa, esteve ativa durante a deposição do Grupo Itararé (Fig. 5.4 A e B).

A figura 2.6 (pág. 19) mostra a localização dos poços em que os testemunhos observados exibem estruturas rúpteis. Notar que os poços situam-se muito próximos as zonas de falha da Bacia, indicando que as feições estruturais observadas em sensores remotos encontram reflexo nas rochas em profundidade. As principais estruturas rúpteis observadas em testemunhos foram coletadas para a análise ao microscópio, o resultado é apresentado no item 5.2.4.

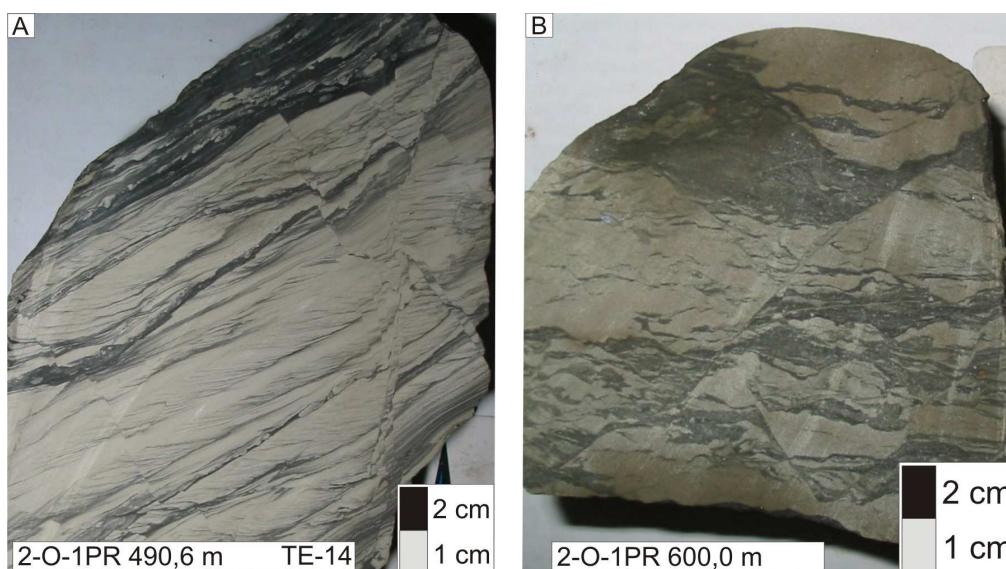


Figura 5.4 – Fotografia das principais estruturas rúpteis observadas em testemunhos do Grupo Itararé. Nas fotografias estão indicados o prefixo do poço, a profundidade da amostra e código da lâmina delgada descrita (exemplo: TE-11). A) Falhas similares a pares conjugados, com pequenos deslocamentos. B) Falha de aspecto sindeposicional, notar deslocamento centimétrico entre as camadas.

5.2. CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

5.2.1. Rocha parental

As amostras de arenitos, coletadas na porção não deformada e denominadas aqui como rocha parental, foram analisadas e classificadas como quartzarenitos, sublitoarenitos e subarcóseos (segundo Folk, 1968). Entre os tipos de texturas predominantes, destacam-se os arenitos de granulação fina a média, constituídos por quartzo, feldspatos e fragmentos líticos e os arenitos de

granulação fina a média, constituídos essencialmente por quartzo. A seleção granulométrica é usualmente moderada a pobre (Figuras 5.5A, 5.5B, 5.5C), o índice de empacotamento varia entre aberto (Figuras 5.5A, 5.5C, 5.5E) a fechado (Figuras 5.5B, 5.5D, 5.5F) e a porosidade situa-se entre 3 a 23%. Os grãos são arredondados (Figuras 5.5F) a subangulosos (Figuras 5.5A, 5.5B, 5.5C), o que indica uma mistura entre partículas retrabalhadas de seqüências mais antigas e sedimentos de primeiro ciclo deposicional (Bocardi, 2005). Os grãos de quartzo são principalmente monocristalinos e com freqüência são encobertos por crescimentos syntaxiais de quartzo (Figuras 5.6A, 5.6C, 5.6E). Grãos policristalinos são localmente abundantes (Figuras 5.6A, 5.6C, 5.6E). Os fragmentos de rocha são constituídos por litotipos metamórficos e vulcânicos, além de arenitos e clastos de argila.

Ao microscópio, a rocha parental apresenta evidências de modificações ocorridas em estágios eo e mesodiagenéticos, exemplificados por crescimentos syntaxiais de quartzo (Figuras 5.6A, 5.6C, 5.6E), significativa compactação química, contatos côncavos/convexos (Figuras 5.6B, 5.6D, 5.6C), contatos suturados (Figuras 5.6A, 5.6B, 5.6C) e empacotamento fechado. Foram verificados indícios de dissolução por pressão em alguns grãos, com a reprecipitação em crescimentos syntaxiais de quartzo. As modificações telodiagenéticas, produzidas pelo fluxo de água meteórica, incluem a dissolução de minerais instáveis, seguida de preenchimento do espaço gerado por óxidos de ferro e manganês (Figuras 5.6A, 5.6E, 5.6F).

As amostras de bandas de deformação e de suas respectivas rochas parentais foram analisadas através da catodoluminescência, com o objetivo de ressaltar as características diagenéticas e de proveniência dos grãos, tais como crescimento syntaxial de quartzo e origem metamórfica ou ígnea de grãos de quartzo. A catodoluminescência permitiu observar a trama deformacional devido aos contrastes de luminescência entre grãos de quartzo ígneos e metamórficos (Fig. 5.7A e B), sabendo-se que grãos de proveniência vulcânica apresentam-se em tons de azul e grãos de proveniência metamórfica em tons avermelhados (Gomes & Vortisch 1990). Notou-se que sob catodoluminescência os grãos apresentam aparência mais arredondada que quando observados sob luz paralela em microscópio ótico.

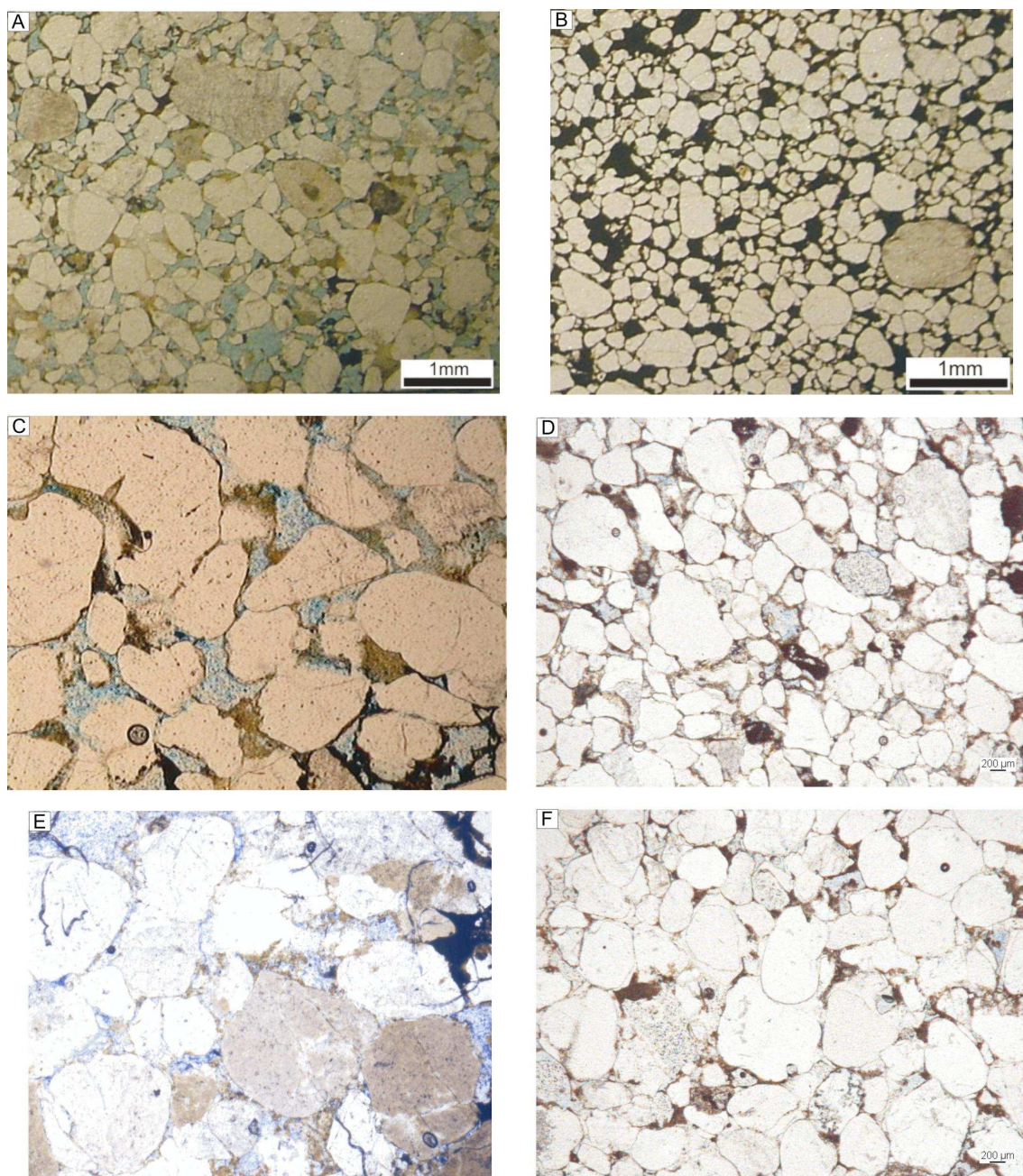


Figura 5.5 – Fotomicrografias de rochas parentais. A) arenito mal selecionado, com grãos subarredondados, empacotamento aberto e total dissolução do cimento. B) arenito mal selecionado, com grãos subangulosos, empacotamento moderado e total substituição do cimento por óxido de ferro. C) arenito mal selecionado, com grãos subangulosos, empacotamento normal e dissolução parcial do cimento. D) arenito mal selecionado, com grãos subarredondados, empacotamento fechado e total dissolução do cimento. E) arenito mal selecionado, com grãos arredondados, empacotamento normal e dissolução parcial do cimento. F) arenito mal selecionado, com grãos arredondados, empacotamento fechado e dissolução parcial do cimento.

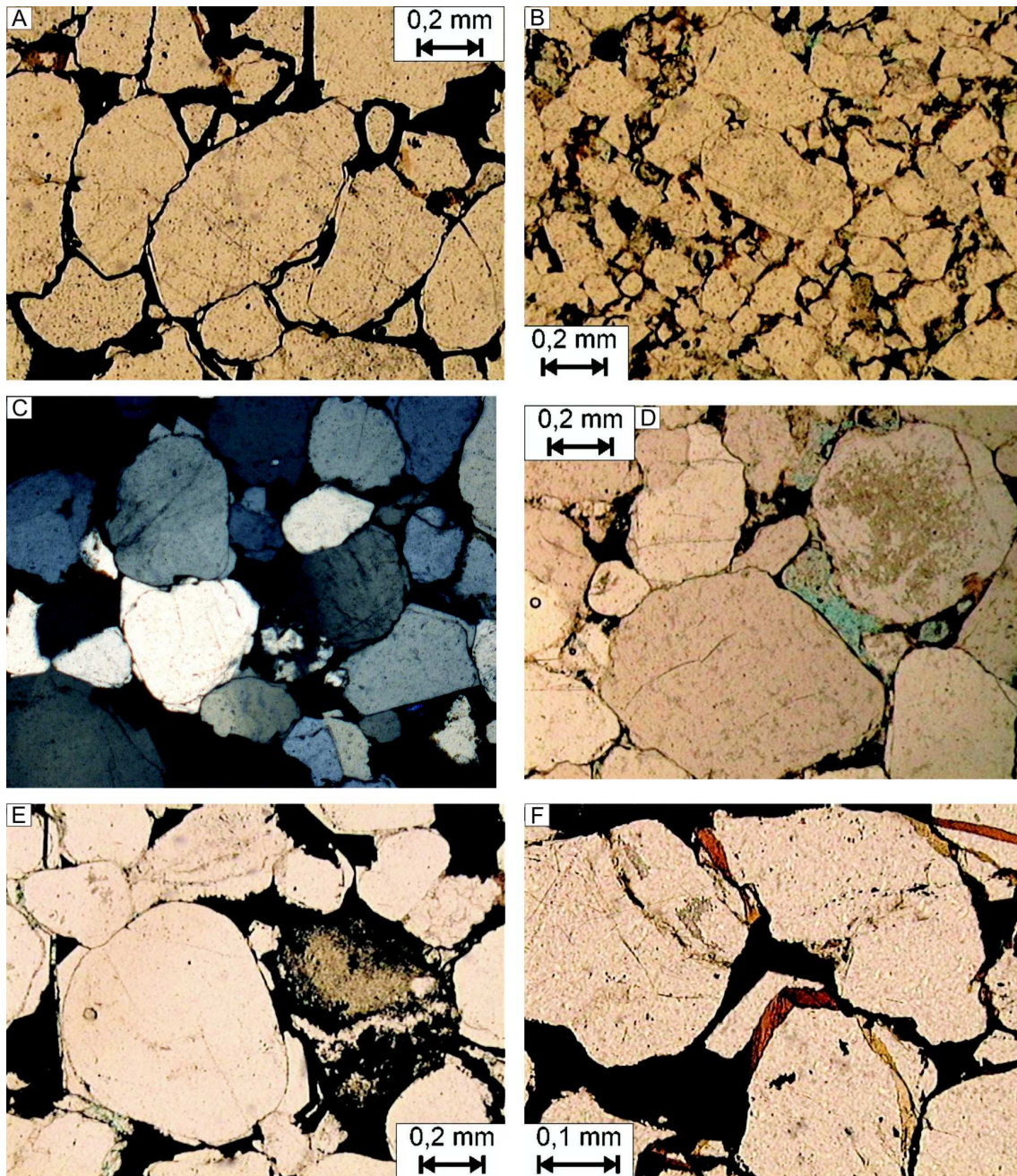


Figura 5.6 – Fotomicrografias de rochas parentais. A) Arenito exibindo crescimentos sintaxiais de quartzo, contatos retos, côncavos-convexos e suturados, dissolução de minerais instáveis. B) Arenito mal selecionado exibindo crescimentos sintaxiais de quartzo, contatos retos, côncavos-convexos e suturados, dissolução do cimento e substituição por óxidos. C) Arenito exibindo crescimentos sintaxiais de quartzo, contatos retos, côncavos-convexos e suturados, empacotamento fechado. D) Arenito com contatos retos e suturados, dissolução do cimento. E) Arenito exibindo crescimentos sintaxiais de quartzo, contatos retos e suturados, dissolução de minerais instáveis e do cimento e substituição por óxidos. F) Arenito com crescimentos sintaxiais de quartzo, dissolução de minerais instáveis e do cimento e substituição por duas fases de óxidos.

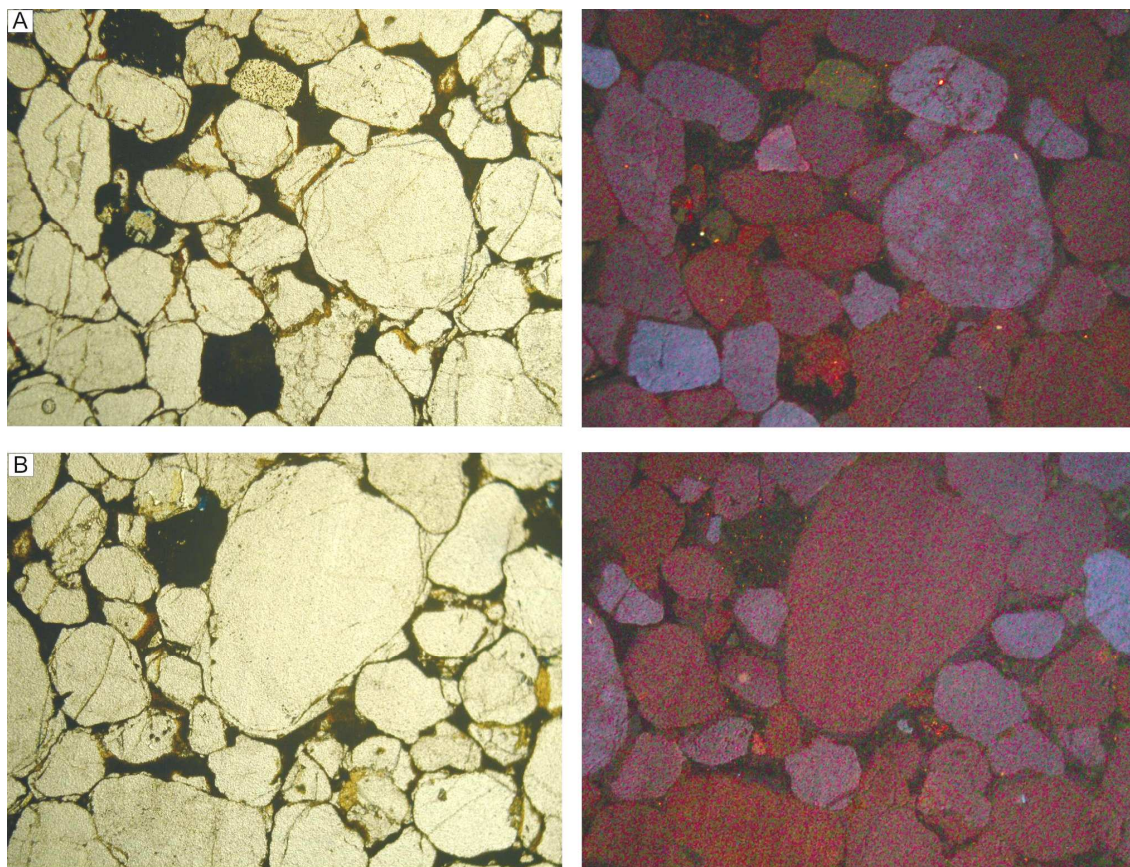


Figura 5.7 – Fotomicrografias de amostras de rochas parentais, nicóis paralelos (à esquerda) e sob catodoluminescência (à direita). A) e B) arenito quartzoso com sobrecrecimentos syntaxiais de quartzo. Sob catodoluminescência é possível reconhecer grãos de proveniência vulcânica (tons de azul) e metamórfica (tons avermelhados). Notar aparência arredondada dos grãos sob catodoluminescência e a dificuldade em reconhecer os sobrecrecimentos syntaxiais de quartzo.

Ao contrário da expectativa, houve dificuldade em reconhecer e distinguir, sob catodoluminescência, os sobrecrecimentos syntaxiais de quartzo (Fig. 5.7), mostrando que o método é pouco eficiente para estudo de correlação entre evolução diagenética e fraturamento dos grãos siliciclásticos.

A análise ao microscópio das rochas parentais é essencial para a análise microestrutural das bandas de deformação. Através da sua análise é possível observar texturas e estruturas que ocorrem apenas ao longo das bandas de deformação. A atuação de diferentes processos físicos na geração das bandas de deformação pode ser observada através de catodoluminescência e MEV. A análise das lâminas de bandas de deformação, através da observação da geometria e principais feições deformacionais, permitiu a subdivisão das bandas em dois tipos distintos, descritos em detalhe a seguir:

5.2.2. Bandas Fraturadas

Este tipo é marcado pelo rompimento dos grãos da rocha parental. A banda apresenta normalmente uma faixa assinalada pelo intenso fraturamento intragranular, que pode ou não exibir deslocamento relativo dos fragmentos gerados (Figuras 5.8 e 5.9). Nesse tipo de banda, podem ser reconhecidos os contornos dos grãos envoltos por hidróxidos de ferro ou manganês, que atualmente substituem o cimento da rocha dissolvido (Figuras 5.8 e 5.9).

A deformação nesse tipo de banda caracteriza-se pelo fraturamento de caráter retilíneo a suavemente anastomosado, concentrado em uma estreita faixa, e que secciona os grãos da rocha. Observa-se normalmente uma sutil abertura dos planos, quase sempre sem rejeito associado, o que sugere uma gênese relacionada a juntas de distensão (ou fraturas de tração) (Figuras 5.8 e 5.9).

As amostras raramente exibem feições associadas a cisalhamento, mas em algumas é possível notar padrões de fraturas associados ao modelo de Riedel, com fraturas do tipo Y, R e R', que podem representar micro-indicadores cinemáticos (Fig. 5.8B). A Figura 5.8B apresenta a fotomicrografia da amostra 84-2, coletada no Morro do Jacaré, município de Tibagi (para a análise estrutural ver item 4.2.3). O micro-indicador cinemático definido em lâmina delgada corrobora a cinemática definida pelo escalonamento dos planos de falha observado em campo (a banda correspondente pode ser observada na Fig. 4.20C).

As bandas fraturadas exibem normalmente uma faixa que varia de aproximadamente 0,5mm a 2 cm de largura, onde predominam grãos rompidos e fragmentos angulosos em contato retilíneo com grãos não fraturados da rocha matriz (Fig. 5.8A). Nota-se que as fraturas intergranulares se propagam através dos grãos adjacentes, rompendo os contatos suturados e tríplexes (Fig. 5.8C). Algumas amostras evidenciam feições que se assemelham ao esmagamento dos grãos (Fig. 5.8D), com rotação dos fragmentos gerados (Fig. 5.8D).

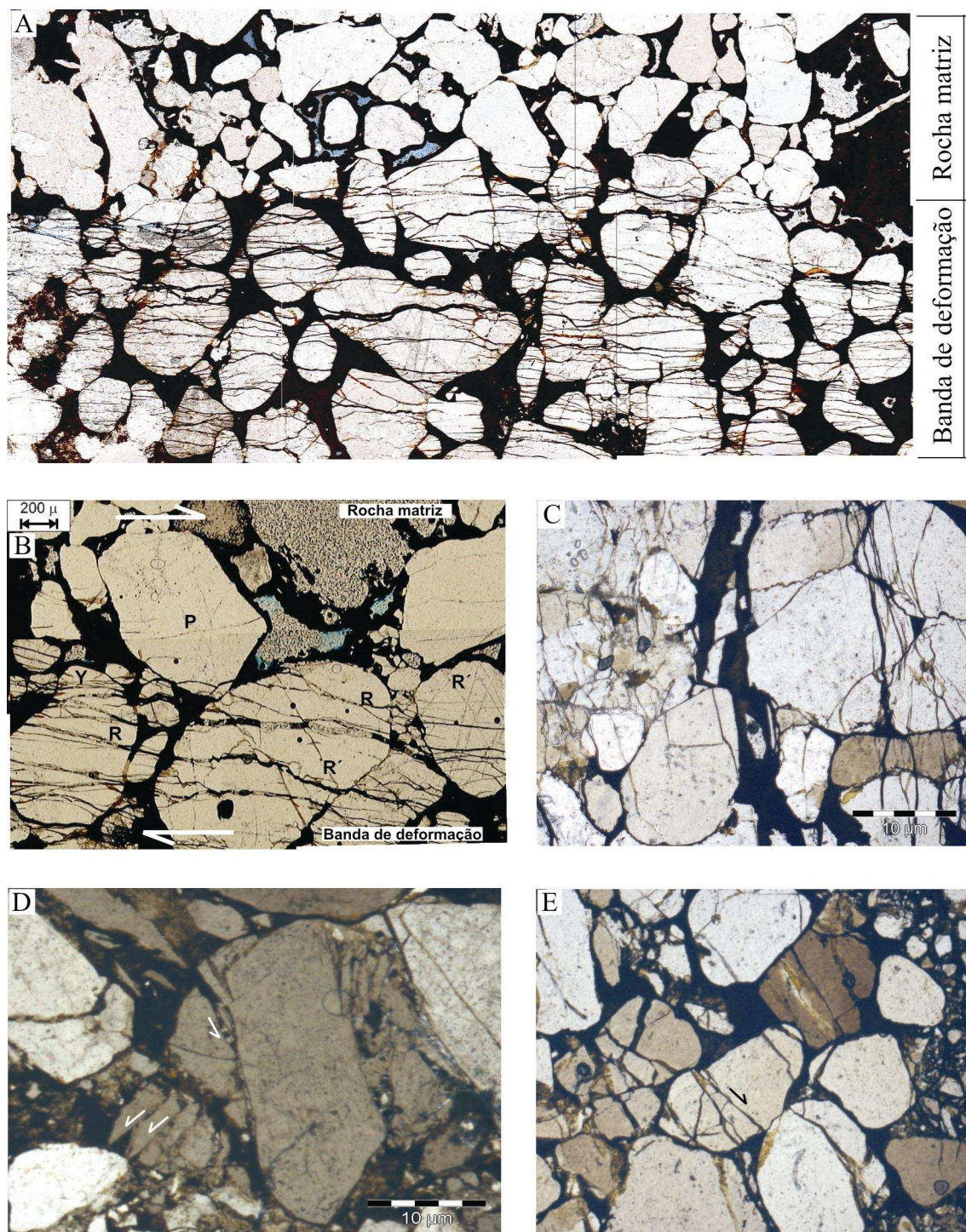


Figura 5.8 – Fotomicrografias das bandas de deformação fraturadas com as respectivas atitudes dos planos de falha. Os planos correspondem à seção XZ. A) Contato entre a rocha matriz e a banda de deformação fraturada, observar a dissolução do cimento e substituição por óxidos (154/70°). B) Banda de deformação com padrão de fraturamento associado ao modelo de Riedel (155/70°). C) Fraturas intergranulares que seccionam contatos suturados e tríplexes (196/85°). D) Esmagamento e rotação de grãos (304/87°). E) Fraturas e pequenos deslocamentos dos fragmentos (304/87°).

Em alguns casos foram reconhecidos planos de fraturas preferenciais, atualmente preenchidos por óxidos de ferro e manganês, resultado das modificações telodiagênicas, com a lixiviação do cimento e substituição por óxidos provenientes de água meteórica (Fig. 5.9 A, C e E). As relações entre o cimento de óxido de ferro e as estruturas deformacionais indicam que a substituição do cimento ocorreu após o fraturamento da rocha (Fig. 5.9 B e D). Nas amostras é possível identificar dois tipos distintos de óxidos preenchendo as fraturas, um de cor preta, comum em todas as amostras, e outro de cor laranja avermelhada, observado apenas entre os fragmentos de grãos (Fig. 5.9 B, C e D). A análise composicional no MEV indicou que o tipo mais comum corresponde a um hidróxido de ferro e outro a um hidróxido de manganês, indicando possivelmente duas fases de substituição.

A abertura preservada entre os planos de fraturas pode indicar o preenchimento por minerais solúveis logo após o evento deformacional, responsável por manter a abertura entre os fragmentos gerados. A hipótese deve ser considerada, uma vez que as principais bandas de deformação descritas na área foram relacionadas ao evento deformacional D1 (Neopermiano). O soterramento e os processos diagenéticos relacionados teriam, desde a deformação, fechado as fraturas, como por exemplo por processos de dissolução por pressão (*pressure solution*).

Sob catodoluminescência, mediante a distinção de grãos de origem vulcânica e metamórfica, é possível reconhecer os contornos originais de alguns grãos, cuja definição em microscópio ótico não é possível devido ao intenso fraturamento e substituição do cimento por hidróxidos.

As fotomicrografias apresentadas na figura 5.10 exibem, para efeito de comparação, amostras de bandas fraturadas observadas sob luz paralela (à esquerda) e sob catodoluminescência (à direita). Nas fotos 5.10A e 5.10B é possível reconhecer o contorno original de alguns grãos, difíceis de serem reconhecidos sob luz paralela. As imagens adquiridas sob catodoluminescência indicam a rotação dos fragmentos gerados pelo fraturamento (Fig. 5.10A). A imagem 5.10C evidencia os grãos fraturados sem evidências de sobrecrecimentos sintaxiais de quartzo.

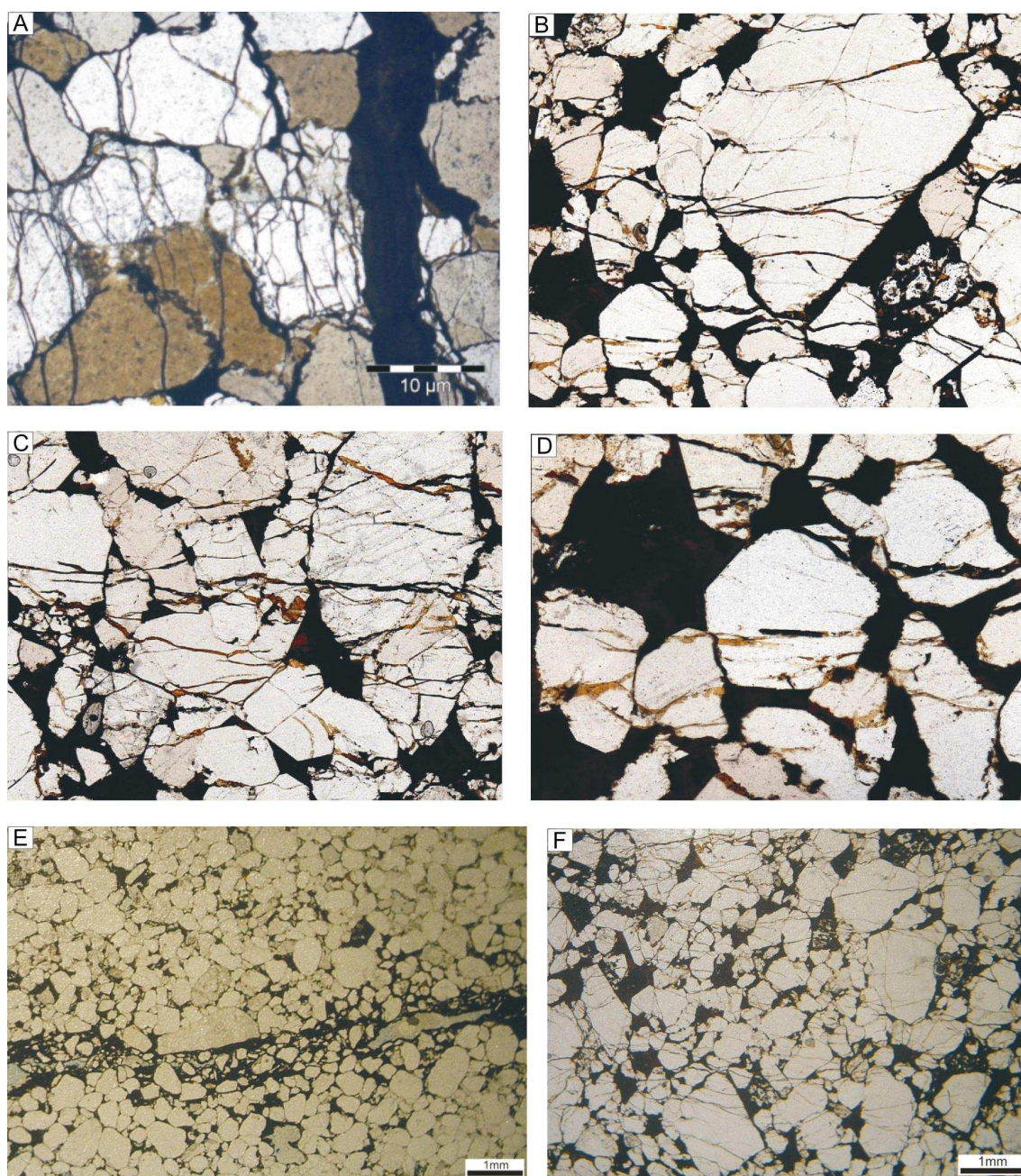


Figura 5.9 – Fotomicrografias das bandas de deformação fraturadas. Os planos correspondem à seção XZ. A) Banda de deformação fraturada, com fraturamento intragranular. B) Fraturas inter e intragranulares. C) Fraturas intergranulares que seccionam contatos suturados. D) Fraturas intragranulares. E) Banda fraturada milimétrica, notar pequena redução granulométrica. F) Fraturamento intragranular dos grãos sem formação de plano bem definido.

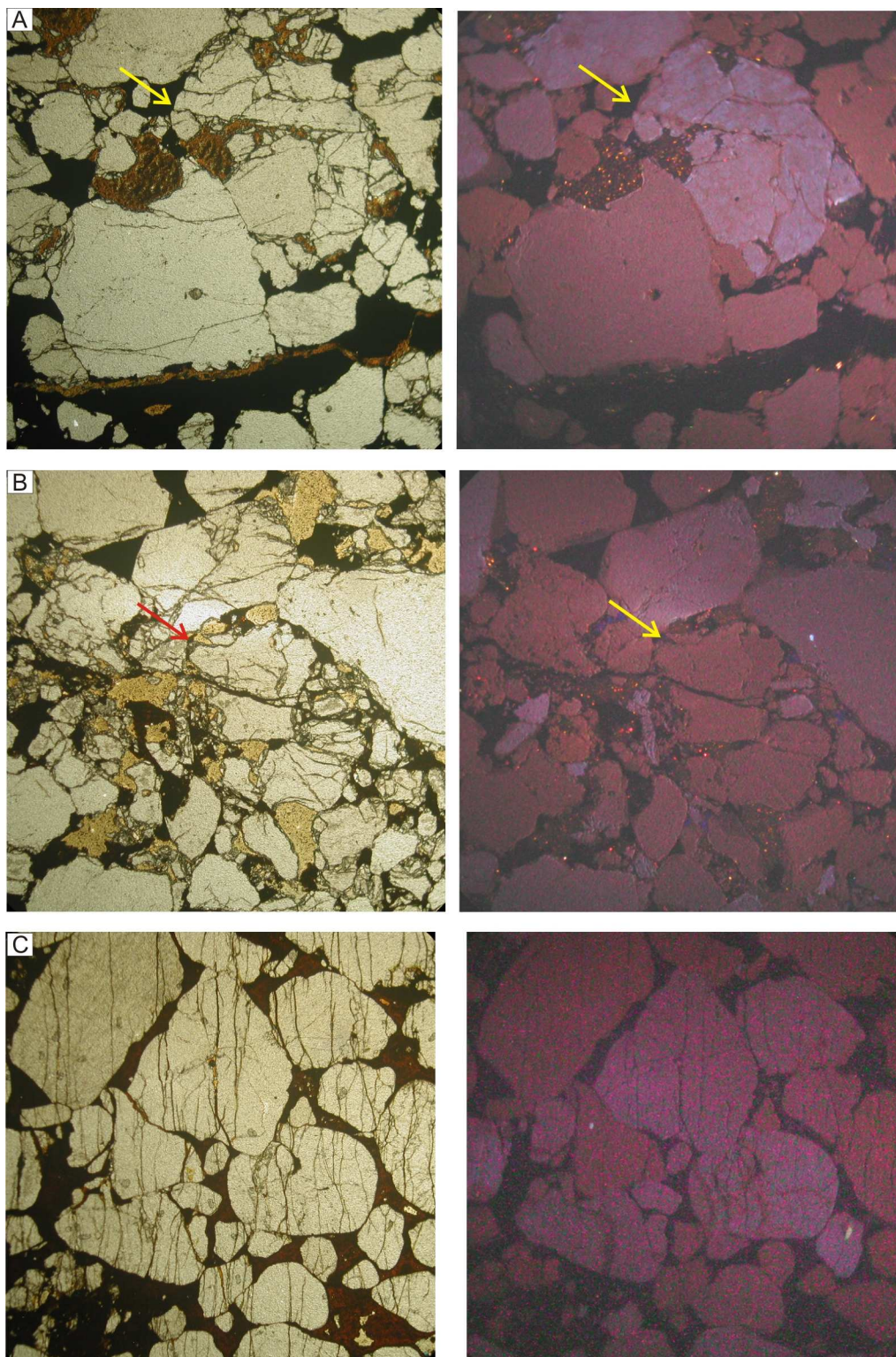


Figura 5.10 Fotomicrografias de amostras de bandas fraturadas, nicóis paralelos (à esquerda) e sob catodoluminescência (à direita). Os planos correspondem à seção XZ. A) e B) Sob catodoluminescência é possível reconhecer o contorno original de alguns grãos (indicados com setas), cuja definição em microscópio ótico não é possível devido ao fraturamento. C) Banda fraturada sem evidências de sobrecrecimento sintaxial de quartzo.

Em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) (Fig. 5.11) foram observadas feições morfológicas (Fig. 5.11B e 5.11D) e composicionais (Fig. 5.11A e 5.11C) das bandas de deformação fraturadas, com o objetivo de visualizar as relações de contato entre as fraturas e o cimento da rocha. Objetivou-se também a visualização de feições de borda de grão a fim de obter informações sobre as modificações autigênicas ocorridas após a deformação.

As imagens composicionais permitiram a visualização detalhada sobre os tipos de óxidos e as composições dos grãos da rocha não deformada. A análise identificou duas fases distintas de hidróxidos substituindo o cimento, a mais abundante composta por hidróxido de ferro e outra composta por hidróxido de manganês (Fig. 5.11A e 5.11C). Os grãos identificados correspondem em sua maioria a quartzo, identificados nas imagens pelos sobrecrecimentos sintaxiais de quartzo e fraturas conchoidais (Fig. 5.11D). A análise morfológica (Fig. 5.11B e 5.11D) permitiu a visualização do relevo das bandas de deformação, facilitando a identificação das modificações granulométricas ocorridas nos grãos da rocha. Pode se visualizar, na figura 5.11B o relevo bem definido da rocha não deformada, do lado direito, e o relevo aplainado na porção fraturada. A imagem mostra claramente o preenchimento dos poros pelos óxidos na região fraturada, indicando a atual barreira ao fluxo de fluidos.

5.2.3. Bandas com Cominuição dos grãos

O segundo tipo de banda de deformação é caracterizado pela cominuição intensa dos grãos da rocha matriz ao longo da estrutura (Fig. 5.12A), dando origem a uma zona brechada e/ou zona de *gouge*. A distinção entre zona de brecha e zona de *gouge* depende da abundância e grau de arredondamento dos grãos sobreviventes. Tradicionalmente, a brecha de falha é composta por mais de 30% de fragmentos angulosos, e na zona de *gouge* essa proporção é menor que 30%, normalmente incluindo fragmentos arredondados por abrasão (Sibson 1977).

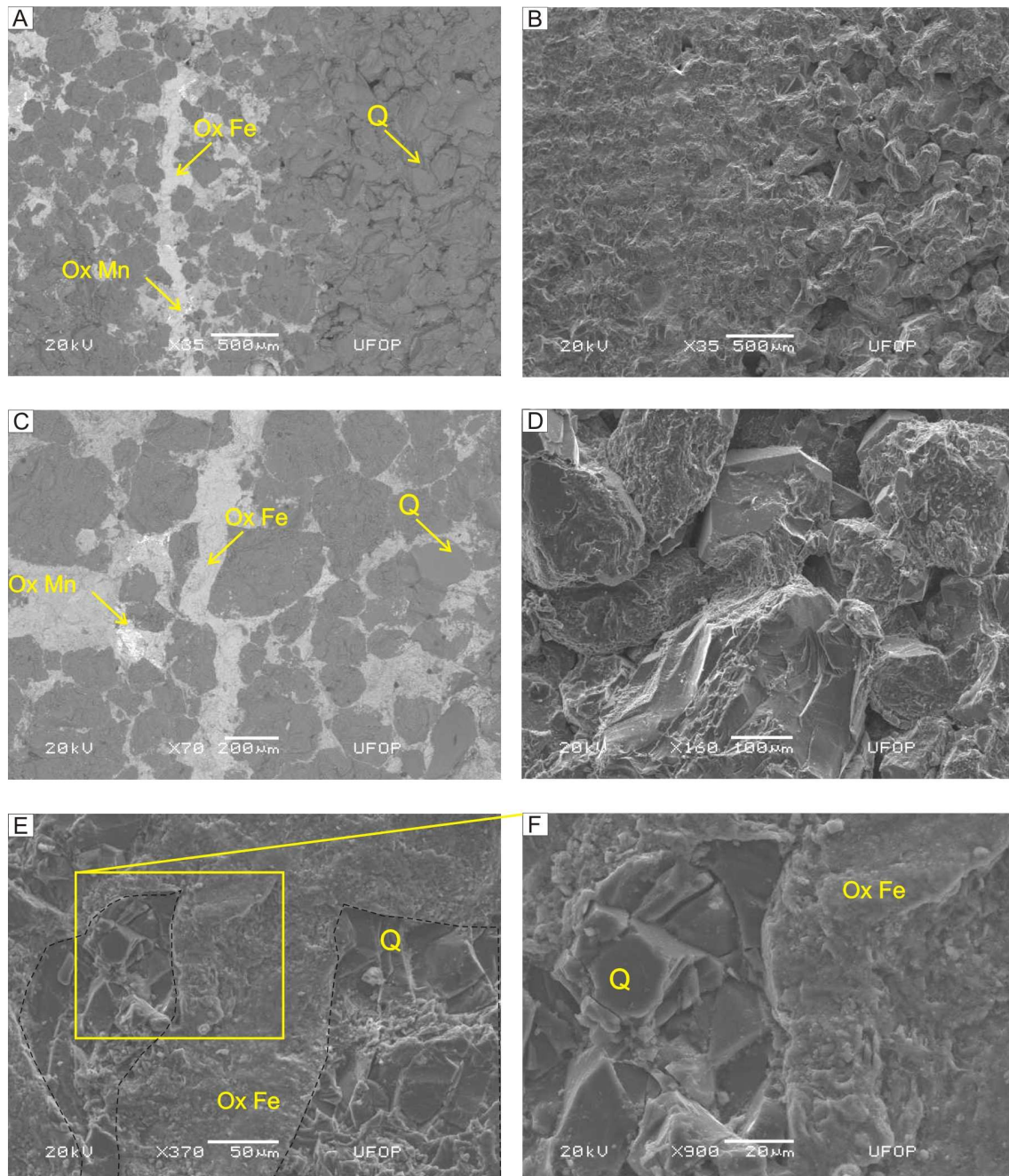


Figura 5.11 – Fotomicrografias de bandas fraturadas observadas ao Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV). A) e C) Imagem composicional, cores escuras correspondem a grãos de quartzo (Q) e cores claras a hidróxidos de ferro (Ox.Fe) e manganês (Ox.Mn). B) Imagem morfológica da banda fraturada em contato com a rocha parental, corresponde à imagem composicional da fotomicrografia A. D) Imagem morfológica da rocha parental, com sobrecrecimentos sintaxiais de quartzo. E) e F) Imagem morfológica de um grão fraturado com preenchimento por óxido na fratura.

A formação de *gouge* está associada a processos de cataclase marcados por mecanismos de fricção envolvendo fraturamento e rotação de grãos e fragmentos (Engelder 1974). A deformação cataclástica se dá com um

processo inicial de fraturamento que é progressivamente dominado pelo cisalhamento restrito ao longo do plano de falha.

Na zona de *gouge*, os poucos grãos que não sofreram cominuição por cataclase permanecem dispersos em meio à matriz fina formada na zona de falha e acabam protegidos pela massa cominuída. A ausência de grãos para gerar atrito favorece a existência dos grãos relíctos, comumente denominados de grãos sobreviventes (*survivor grains*) (Engelder 1974, Claudouhos 1999). Os grãos sobreviventes não mostram evidências de deformação cristal-plástica, dissolução ou sobrecrecimentos (Fig. 5.12A, 5.12B, 5.12D), são normalmente subarredondados e isolados em meio a partículas de *gouge* geradas durante a cominuição dos grãos constituintes da rocha matriz.

As zonas de *gouge* podem ser divididas em *gouge* granular (Fig. 5.12A, 5.12B, 5.12D) e *gouge* foliado (Figuras 5.12B, 5.12C, 5.13A e 5.13B), segundo a proposta de Claudouhos (1999a). A utilização do termo foliado remete a foliação metamórfica, envolvendo recristalização e reorientação mineralógica, por essa razão neste trabalho foi adotado o termo *gouge* pseudofoliado. A gênese das zonas de *gouge* está relacionada à atuação de tensões cisalhantes, evidenciando a evolução das zonas brechadas, para zonas de *gouge* granular e zonas de *gouge* pseudofoliado com a progressão da deformação (Fig. 5.12D). Em algumas lâminas foi possível identificar as zonas de *gouge* granular e pseudofoliado lado a lado (Fig. 5.12B), indicando a concentração da deformação em zonas mais estreitas, com a progressão da deformação.

Nas lâminas analisadas puderam ser observados os contatos entre a rocha parental não deformada, a zona brechada ou danificada, a zona de *gouge* granular e a zona de *gouge* pseudofoliado (Figuras 5.12 e 5.13). Em algumas lâminas foram distinguidas a quatro zonas em contato gradual entre si (Fig. 5.12B). No extremo oposto foi identificado apenas o *gouge* granular em contato abrupto com a rocha parental (Fig. 5.13C). Nos casos da existência das duas zonas de *gouge*, granular e foliado, notou-se que normalmente o *gouge* pseudofoliado está em contato com a zona brechada ou diretamente com a rocha parental, indicando a faixa de cisalhamento concentrado (Figuras 5.12B, 5.13A e 5.13B).

Nas amostras de zonas de *gouge* analisadas foi possível identificar critérios para a análise cinemática das bandas de deformação em microescala. A orientação das amostras e lâminas possibilitou a comparação entre o movimento inferido a partir das lâminas delgadas e a cinemática definida em mesoescala. Vale ressaltar que em todos os casos analisados os critérios utilizados ao microscópio corroboram os dados cinemáticos definidos de campo.

Os principais critérios utilizados em lâminas foram fraturas Riedel T e R e o deslocamento relativo entre fragmentos (Figuras 5.12 e 5.13). Puderam ainda ser observados o alinhamento entre fragmentos equidimensionais (Fig. 5.13C) e uma pseudofoliação S, marcada pelo preenchimento telodiagenético de óxidos de ferro (Fig. 5.12D). A figura 5.12D mostra a possível “foliação” S, que pode ter sido formada pela concentração de material solúvel, provavelmente carbonato.

Em algumas amostras foi possível observar, com base na análise das fotomicrografias das figuras 5.12 e 5.13, a similaridade entre as feições microscópicas das fraturas T e R e a pseudofoliação S interpretadas. A caracterização correta da feição é fundamental para a utilização do critério em análise cinemática em microescala. Sua distinção foi realizada através da análise conjunta com outros critérios, como por exemplo, a rotação e o deslocamento relativo dos grãos e fragmentos gerados durante a deformação.

Sob catodoluminescência, utilizando também o critério de distinção de grãos de origem vulcânica e metamórfica, é possível reconhecer grãos de proveniência vulcânica com cominuição, formando sombras de pressão, cujo contorno original não pode ser distinguido em microscópio ótico. As fotomicrografias apresentadas na figura 5.14 exibem amostras de bandas caracterizadas pela cominuição dos grãos observadas sob luz paralela (à esquerda) e sob catodoluminescência (à direita). Nas fotos 5.14A e 5.14B é possível reconhecer o grão original que, ao sofrer processo de cataclase, deu origem ao *gouge*. A identificação de sombras de pressão envolvendo alguns grãos sobreviventes em meio ao *gouge* (Fig. 5.14A e 5.14B) confirma os indícios que a deformação nesse tipo de banda é dominada pelo cisalhamento.

Confirma ainda que o processo de fricção apresentou importante papel na abrasão e rotação dos grãos durante a deformação.

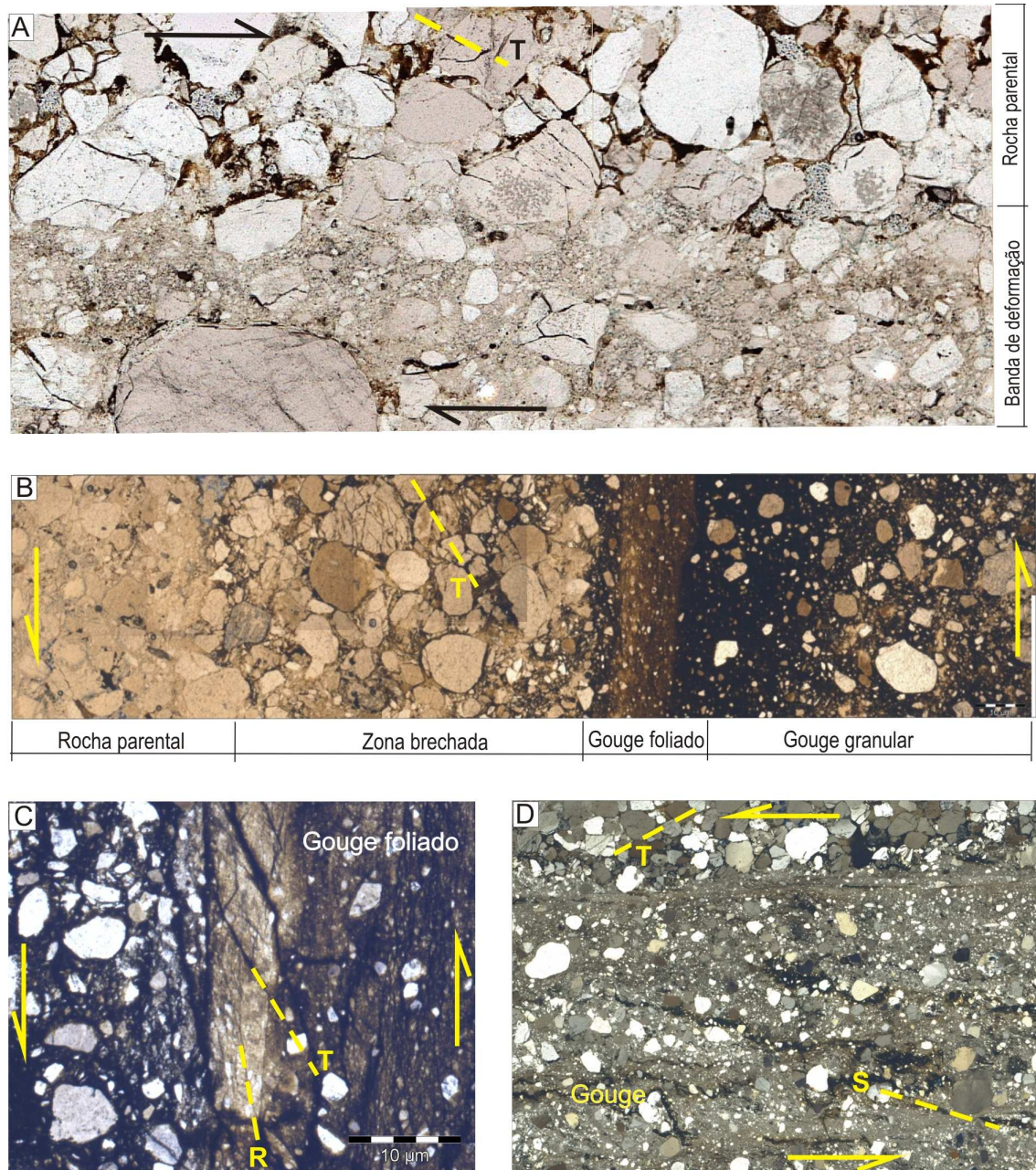


Figura 5.12 – Fotomicrografias de bandas de deformação com zonas de *gouge* e as respectivas atitudes dos planos de cisalhamento. Os planos correspondem à seção XZ. A) *Gouge* granular com grãos sobreviventes arredondados (228/86°), em destaque fratura T (diagrama de Riedel), que corrobora cinemática dextral. B) Contato entre a rocha parental, zona brechada, *gouge* pseudofoliado e *gouge* granular (126/89°), em destaque fratura T, que corrobora cinemática sinistral. C) Detalhe do *gouge* pseudofoliado com poucos grãos sobreviventes (304/87°), fraturas T e R corroboram cinemática sinistral. D) Detalhe do *gouge* granular, suavemente foliado (300/84°), em destaque fratura T e a pseudofoliação S, que corroboram a cinemática sinistral.

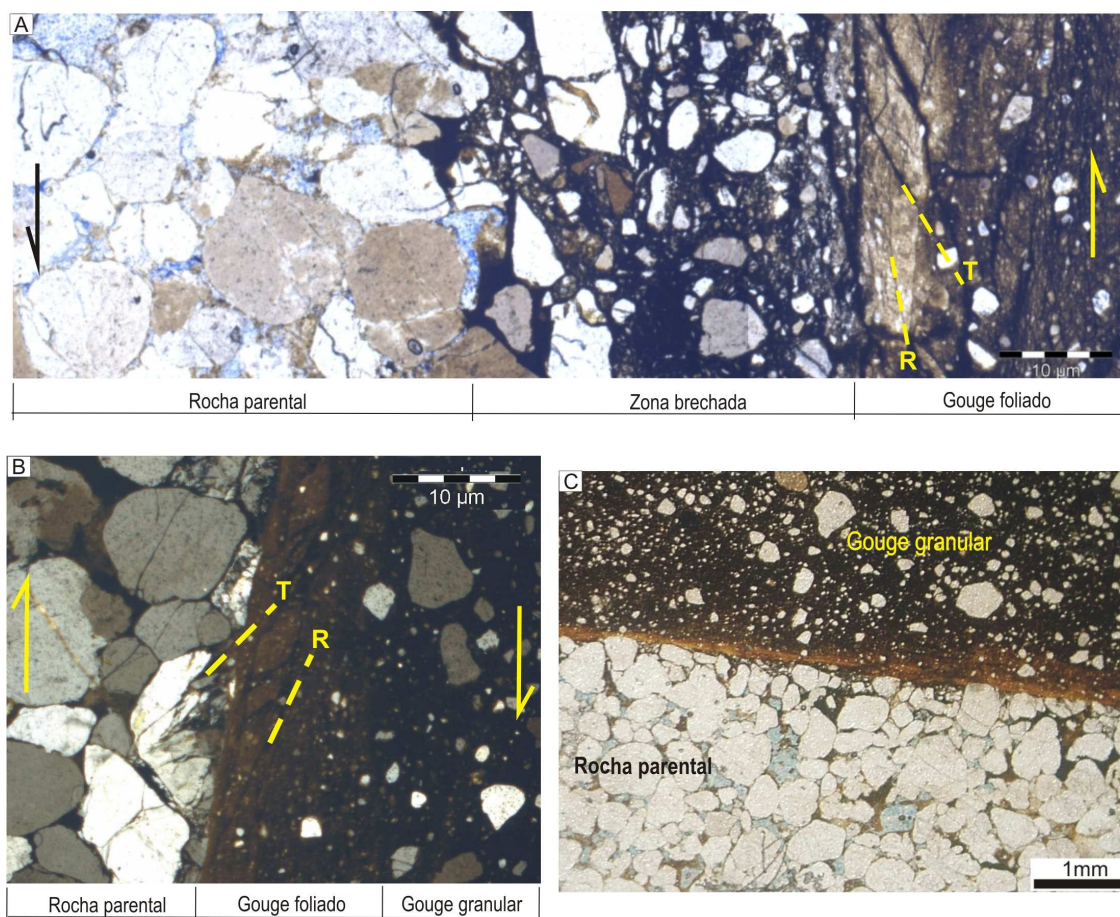


Figura 5.13 – Fotomicrografias de bandas de deformação com zonas de *gouge*, nicóis paralelos. Os planos correspondem à seção XZ. A) Contato entre a rocha parental, zona brechada e *gouge* pseudofoliado, fraturas R e T corroboram a cinemática sinistral definida em campo. B) Detalhe do *gouge* suavemente foliado com poucos grãos sobreviventes na zona de *gouge* granular, cinemática dextral definida pelas fraturas T e R. C) *Gouge* granular com grãos sobreviventes em contato abrupto com rocha parental.

Em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) (Fig. 5.15) puderam ser observadas as feições morfológicas das bandas de deformação caracterizadas pela cominuição dos grãos, com o objetivo de visualizar as relações de contato entre as bordas dos grãos e o *gouge* formado e obter informações sobre as modificações autigênicas ocorridas após a deformação. As fotos da figura 5.15 mostram imagens morfológicas de zonas brechadas e de *gouge*, com destaque aos grãos sobreviventes intensamente deformados. Notou-se que os grãos sobreviventes apresentam fraturas com padrão anastomosado em meio a uma massa cominuída. Os grãos sobreviventes observados exibem feições de dissolução e precipitação de sílica em suas bordas cisalhadas, evidenciando a existência de modificações autigênicas após a deformação.

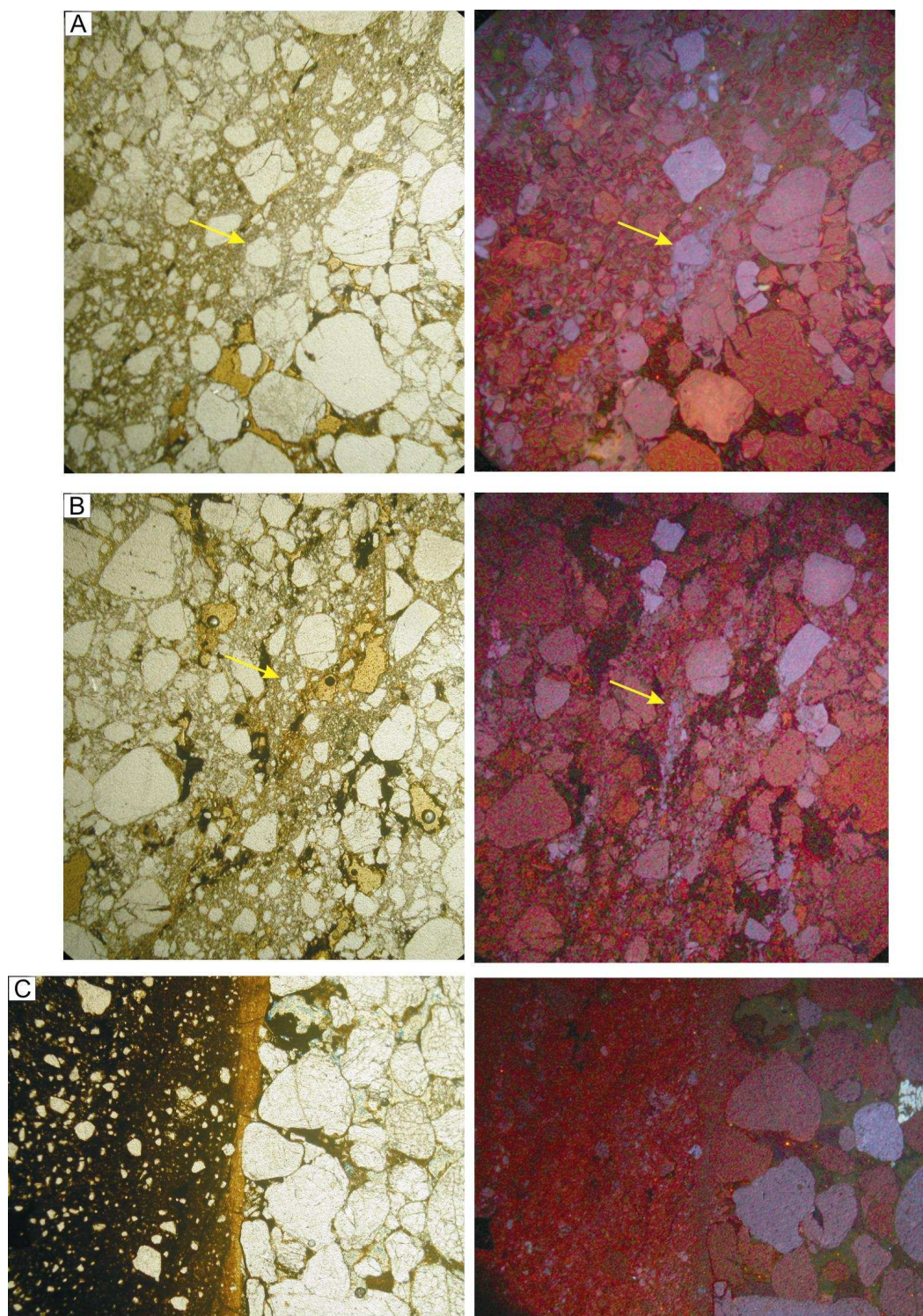


Figura 5.14 – Fotomicrografias de amostras de bandas marcadas pela cominuição dos grãos, nicóis paralelos (à esquerda) e sob catodoluminescência (à direita). Os planos correspondem à seção XZ. A) e B) Sob catodoluminescência é possível reconhecer grãos de proveniência vulcânica com cominuição formando sombras de pressão (indicados com setas), cujo contorno original não pode ser distinguido em microscópio ótico. C) Grãos cominuídos e sobreviventes podem ser reconhecidos pela diferente cor de luminescência.

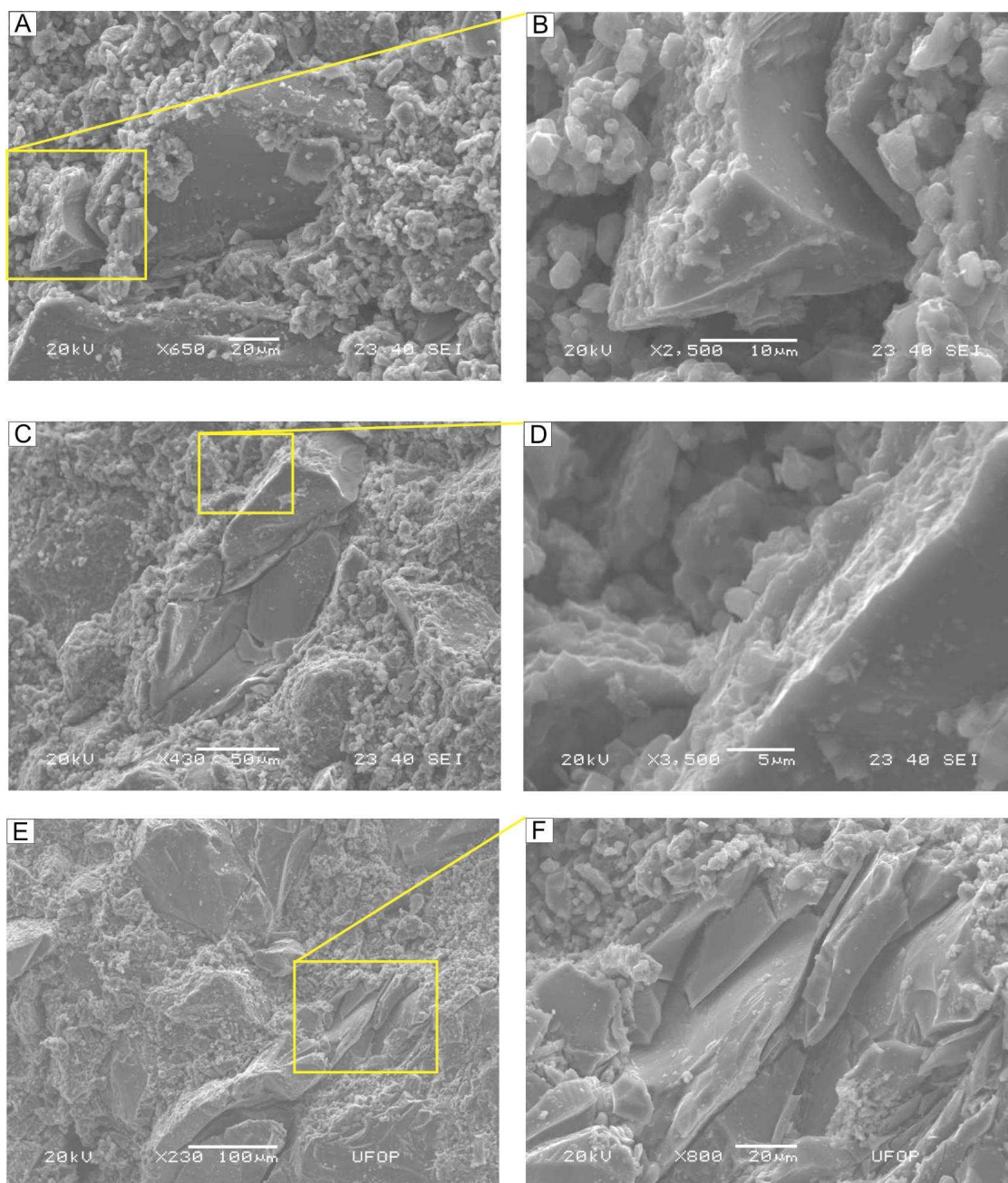


Figura 5.15 – Fotomicrografias de bandas caracterizadas pela cominuição dos grãos observadas ao Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV). Todas as fotos mostram imagens morfológicas de zonas brechadas e de gouge, com destaque aos grãos sobreviventes intensamente deformados. Observar intenso cisalhamento e fraturas com padrão anastomosado dos grãos em meio a uma massa cominuída. Notar que as fotos B) e D) exibem em destaque as bordas cisalhadas dos grãos, com feições de dissolução e precipitação de sílica.

A análise morfológica (Fig. 5.15) permitiu a visualização do relevo das bandas de deformação, facilitando a identificação das diferenças granulométricas existentes entre os grãos sobreviventes e o *gouge* de falha. A composição do *gouge* é similar à composição dos grãos que compõem a rocha, essencialmente composta por quartzo, conforme visualizado pelas imagens composicionais em MEV (figuras 5.15).

5.2.4. Bandas de deformação em testemunhos

A análise ao microscópio de amostras de testemunhos dos poços profundos da bacia focou a descrição das feições rúpteis nucleadas sob condições distintas de soterramento, evolução diagenética, temperatura, pressão de poros e pressão confinante. O estudo possibilitou a visualização das feições de deformação sem a interferência das alterações telodiagenéticas observadas em amostras de superfície.

O estudo das petrofácies e evolução diagenética das rochas do Grupo Itararé foram o foco dos trabalhos de França & Potter (1989, 1991) e Bocardi (2005). Nesses trabalhos, foram estudados os tipos de arenitos e diagênese, incluindo o estudo sobre o tipo de poros e cimento. Por essa razão, neste trabalho foram analisados apenas os aspectos deformacionais observados em rochas do Grupo Itararé, tendo como base os modelos diagenéticos prévios.

As características da deformação observada em amostras de poços, tanto em escala mesoscópica quanto microscópica, evidenciou feições distintas daquelas encontradas em amostras de superfície. Ao microscópio, amostras de subsuperfície exibem deformação em intensidade menor, sendo tipicamente encontradas juntas que concentram a deformação em um único plano. O fraturamento intenso concentrado em faixas milimétricas, como as que foram observadas em amostras superficiais, não encontram similaridade em amostras de subsuperfície. Também não foram visualizadas zonas de *gouge* entre as amostras de subsuperfície.

As fraturas apresentam normalmente preenchimento por cimento autigênico, sendo tipicamente reconhecidos os minerais de calcita, dolomita e anidrita (Fig. 5.16A, 5.16 B, 5.16 C, 5.16D e 5.17E). Preenchimento por esses

três minerais pode indicar pelo menos três fases diagenéticas no preenchimento das fraturas. No entanto, França & Potter indicam crescimento contemporâneo entre os cristais de anidrita e cimentos carbonáticos. As amostras fraturadas e preenchidas por minerais autigênicos exibem comumente planos de fraturas bem definidos, normalmente com rompimento intragranular associado. Uma exceção foi observada na lâmina TE-20 (Fig. 5.17E), em que é possível notar a existência de grãos dispersos em meio ao carbonato. O registro pode indicar que o preenchimento foi concomitante ao processo de distensão da fratura, com a rocha não totalmente litificada.

Em algumas amostras, observou-se a ausência de preenchimento nas fraturas por minerais autigênicos (Fig. 5.16E, 5.16F e 5.17A). Na amostra da lâmina TE-11, correspondente ao poço 1-CS-2-PR, foi observada uma fratura formando um pequeno *splay*, também sem preenchimento por minerais autigênicos.

A análise detalhada de algumas fraturas intragranulares mostrou evidências de cisalhamento localizado, mesmo sem deslocamento significativo entre os fragmentos gerados (Fig. 5.17A). As lâminas das amostras TE-21 (Fig. 5.17B) e TE-24 (Fig. 5.17C), que correspondem aos poços 2-GU-4-SP e 3-CB-2-SP respectivamente, mostram preenchimento por óxido de ferro. A lâmina TE-21 exhibe fratura em diamictito sem o rompimento do grão dentro da fratura. A amostra em mesoescala (Fig. 5.2B) mostra aspecto brechado, com evidências de dissolução e percolação de óxido de ferro. A lâmina TE-24 mostra a mesma característica observada em sua amostra em mesoescala (Fig. 5.2C), de um siltito com fraturas, sem deslocamento e preenchidas por óxido de ferro.

As falhas, normalmente de cinemática normal e rejeitos milimétricos, observadas em alguns testemunhos, ao serem analisadas sob microscópio ótico evidenciaram o deslocamento dos grãos das camadas de granulometria mais fina para o plano de falha (Fig. 5.17C). A ocorrência de grãos finos transportados das camadas adjacentes e sem relação com processos de fricção e cominuição, como aqueles observados em amostras de superfície, pode indicar que a rocha não estava totalmente litificada durante a deformação.

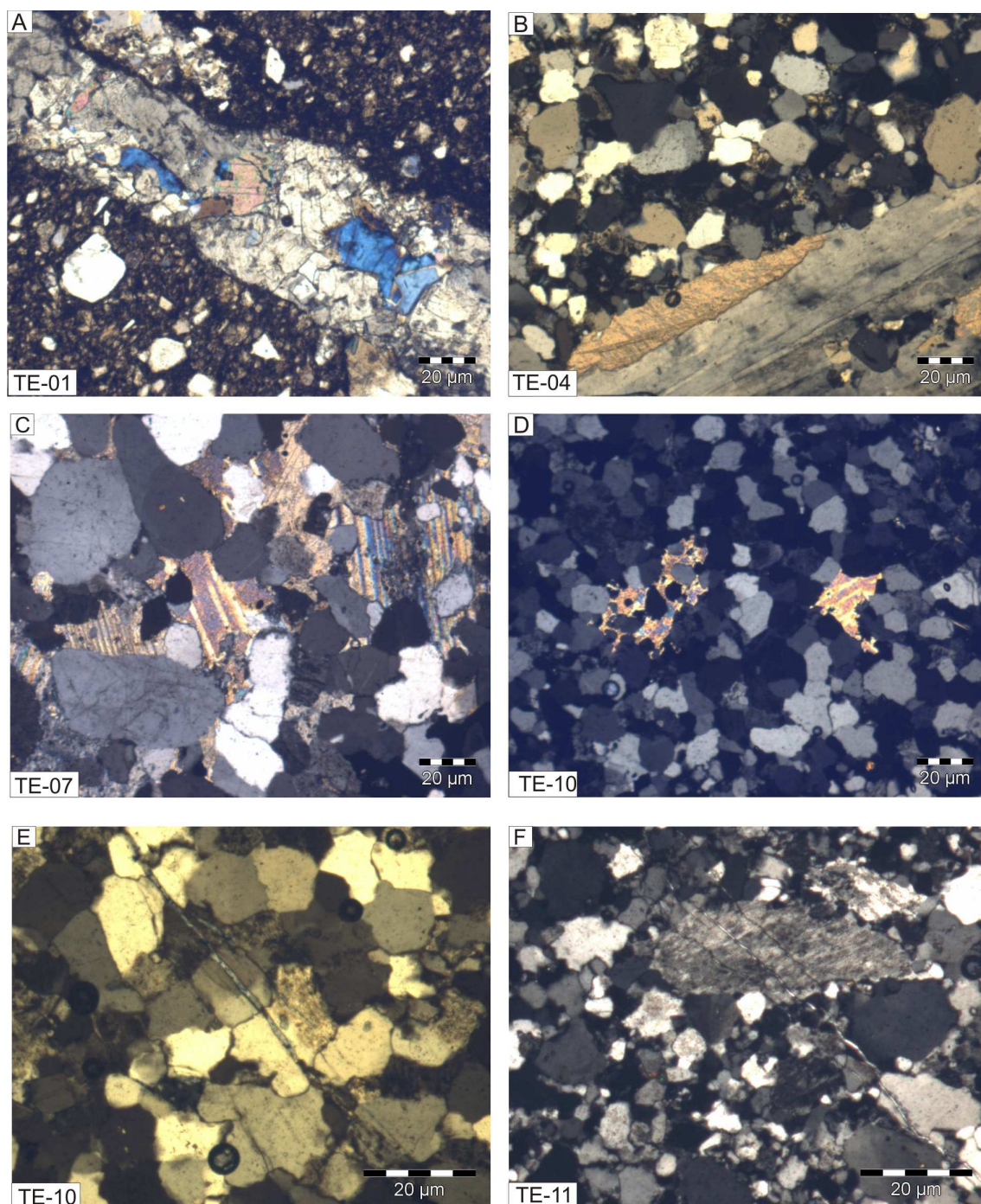


Figura 5.16 – Fotomicrografias das estruturas rúpteis observadas em amostras de testemunhos, nicóis cruzados. Prefixo dos poços indicado na tabela 2.1, pág. 18. A) Fratura preenchida anidrita. B) Fratura preenchida por anidrita e calcita. C) e D) Cimento carbonático em arenito. E) Fratura intragranular, sem preenchimento por minerais autigênicos. F) Fraturas em arenito formando um *splay* em grão de fragmento lítico, também sem preenchimento por minerais autigênicos.

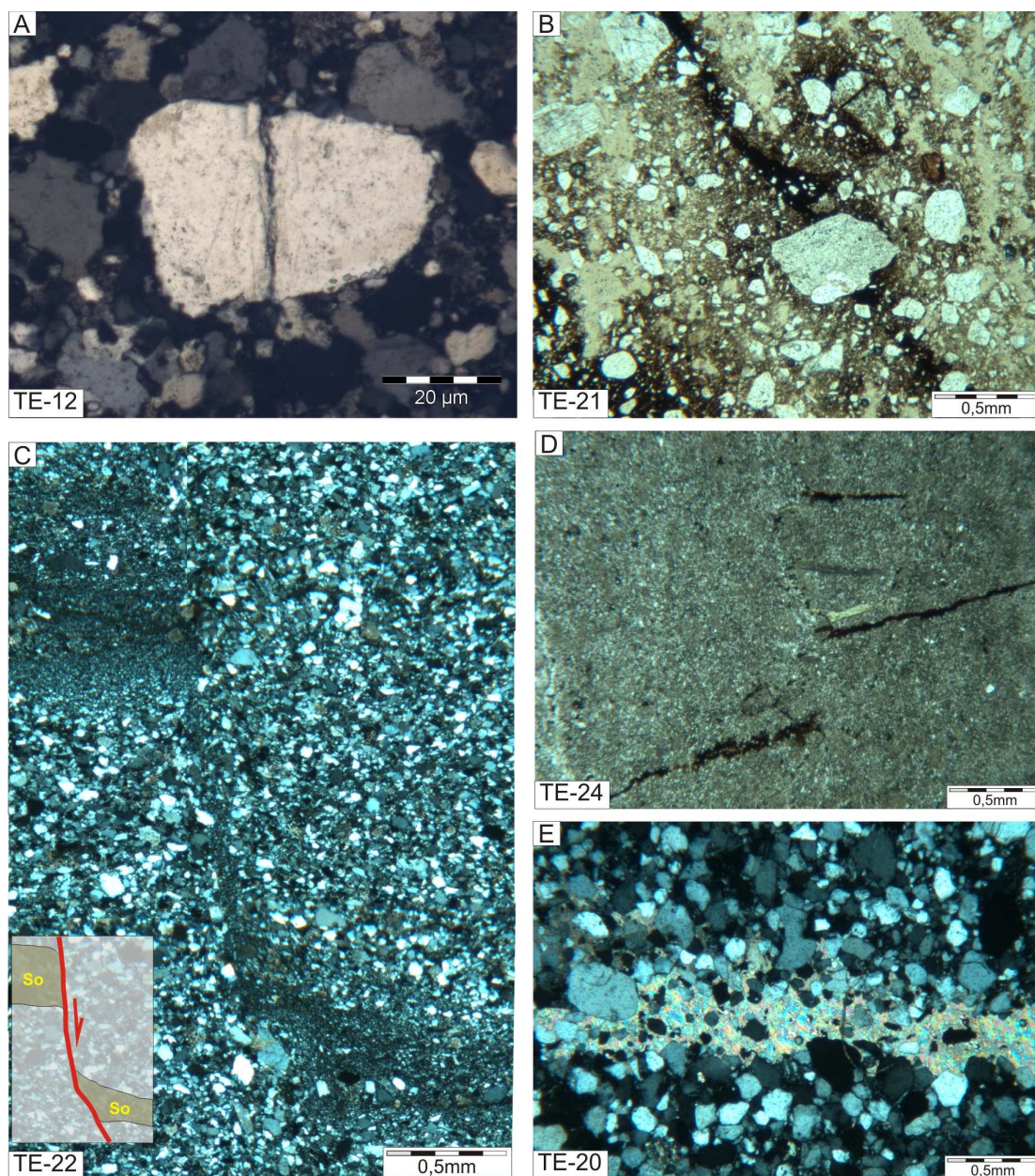


Figura 5.17 – Fotomicrografias das estruturas rúpteis observadas em amostras de testemunhos, nicóis cruzados. Prefixo dos poços indicado na tabela 2.1, pág. 18. A) Fratura intragranular com evidências de cisalhamento dando origem a pequenos fragmentos. B) Fratura em diamictito, observar a ausência de fraturamento no grão dentro da fratura. C) Pequena falha normal com o deslocamento dos grãos finos para o plano de falha. D) Pequenas fraturas preenchidas por óxido de ferro. E) Fratura preenchida por calcita, observar a existência de grãos de quartzo dispersos na calcita.

5.3. DISCUSSÃO

Para compreender a evolução das bandas de deformação foram correlacionados os eventos deformacionais reconhecidos e os estágios diagenéticos dos arenitos do Grupo Itararé. A relação objetivou entender a história deformacional e suas relações com os processos de geração e migração de hidrocarbonetos na bacia.

Segundo Bocardi (2005), podem ser identificadas duas fases distintas de cimentação de quartzo nos arenitos do Grupo Itararé, ambas marcadas por sobrecrecimentos syntaxiais. A primeira fase teria ocorrido antes da compactação total da rocha, indicada pelos sobrecrecimentos de forma contínua ao longo dos grãos e estaria relacionada ao estágio eodiagenético. A segunda fase teria sido formada após intensa dissolução de quartzo, evidenciada pela ausência de sobrecrecimentos ao longo de contatos intragranulares e pelas feições de corrosão nos contatos entre o grão detrítico e o sobrecrecimento. A autora relacionou a segunda fase ao estágio mesodiagenético, sob condições efetivas de compactação. Para França & Potter (1989), esse segundo estágio seria relacionado ao evento mesodiagenético imaturo (Fig. 5.18). Como foram observadas fraturas tanto nos grãos quanto nos sobrecrecimentos syntaxiais de quartzo, é possível correlacionar, através das evidências microestruturais, que o fraturamento tenha ocorrido após o evento mesodiagenético imaturo.

Foi observado cimento carbonático e anidrita preenchendo fraturas intergranulares em amostras de subsuperfície, causando redução da microporosidade por minerais autigênicos. Esses minerais não foram reconhecidos em amostras de superfície devido ao processo de dissolução durante a telodiagênese (Fig. 5.18). As relações de contato entre os cristais de anidrita e o cimento carbonático indicam crescimento contemporâneo (França & Potter 1989) ou precipitação da anidrita pelo menos em parte posterior aos carbonatos (Bocardi 2005). Já as relações entre a anidrita e a sílica indicam que a cimentação da anidrita foi posterior à precipitação dos sobrecrecimentos syntaxiais de quartzo (Bocardi 2005).

A ausência de cimentação preferencial por sílica nas bandas de deformação evidencia a incompatibilidade genética entre a deformação e a cimentação por quartzo. Assim, no momento da disponibilidade de sílica, por processos de dissolução por pressão, ainda não haviam fraturas formadas. Nesse caso, a sílica disponibilizada foi consumida na formação de sobrecrecimentos sintaxiais de quartzo, sem o desenvolvimento de veios silicosos.

As bandas de deformação estudadas foram subdivididas em dois tipos distintos: um marcado pelo rompimento/fraturamento dos grãos e outro marcado pela cominuição intensa dos grãos da rocha parental e conseqüente formação de zona brechada e/ou zona de *gouge*. O controle dessas estruturas na circulação de fluidos constitui a sua principal importância exploratória na predição do potencial selante de zonas de falha em reservatórios.

As fraturas intragranulares de abertura, ou Modo I, foram observadas nas bandas fraturadas e nas amostras de subsuperfície. Apesar de corresponderem ao mesmo tipo de fraturas, a distribuição das tensões difere uma da outra. Em amostras de superfície nota-se a distribuição da deformação ao longo de uma faixa, originando uma banda com fraturamento dos grãos de largura milimétrica. Já em amostras de subsuperfície observa-se a concentração da deformação normalmente restrita em a um único plano. As diferenças observadas podem ser relacionadas à diferença de escala de amostragem, dada à baixa quantidade de testemunhos de poços profundos na bacia. A pequena deformação visualizada em amostras de subsuperfície seria extremamente difícil de ser observada em amostras de superfície, além de ser baixa a probabilidade que as grandes deformações tenham sido amostradas durante a coleta de testemunhos.

As zonas de cisalhamento rúpteis, formadoras das bandas com cominuição dos grãos, evidenciam processo de deformação cataclástica dominado por cisalhamento. Segundo Magnavita (1992), a deformação progressiva dessas zonas de falha se dá por mecanismos de deslizamento friccional entre os grãos, com o microfraturamento intra e intergranulares, lascamento e incorporação dos fragmentos gerados à zona de cisalhamento.

Com base nos dados microestruturais analisados e nas informações obtidas nos trabalhos sobre a evolução diagenética do Grupo Itararé (França & Potter, 1989; 1991 e Bocardi, 2005), foi possível sugerir a história deformacional da unidade. Dessa forma, após a sedimentação e com o início dos processos diagenéticos, teria ocorrido a precipitação precoce de cimento de siderita durante o estágio eodiagenético.

Com o progressivo soterramento, marcado por uma fase de intensa compactação química, decorrente da dissolução por pressão ao longo dos contatos intergranulares, teriam se desenvolvido crescimentos secundários de quartzo. Essa fase de expressiva cimentação por sílica ocorreu no estágio mesodiagenético (França & Potter 1989) (Fig. 5.18).

Tanto em lâminas de amostras de superfície, quanto de subsuperfície, é possível identificar o fraturamento dos grãos e dos sobrecrecimentos sintaxiais de quartzo, indicando um evento tectônico no estágio mesodiagenético imaturo. Ainda durante a mesodiagênese, as fraturas teriam sido preenchidas por cimento carbonático (calcita e dolomita) ou anidrita, responsáveis por mantê-las abertas ao final da compactação. O soerguimento e influência de fluídos meteóricos, durante o estágio telodiagenético, seriam responsáveis pela dissolução dos carbonatos e da anidrita, favorecendo a substituição por óxido de ferro, observada em amostras de superfície (Fig. 5.18).

A evolução das bandas com cominuição dos grãos pode ser relacionada aos mesmos eventos descritos nas bandas fraturadas. Dessa forma, o principal evento deformacional, identificado em lâmina, teria ocorrido no estágio mesodiagenético maturo A. Não foram observadas feições estruturais que corroborassem a atuação de eventos deformadores em outras fases diagenéticas. Esse evento, datado pelas evidências diagenéticas, corresponde provavelmente ao evento tectônico D2, definido anteriormente. É possível que registros do evento tectônico D1, de idade Neopermiana, tenham sido obliterados pelo evento subsequente.

Devido à redução da porosidade e permeabilidade, zonas de falha formadas por processos de cataclase agem como barreiras à migração e favorecem o trapeamento de hidrocarbonetos. Zonas de falha formadas como

fraturas de tração funcionam como conduto à circulação de fluidos, podendo, no entanto, ser progressivamente fechadas por processo de cimentação. Dessa forma, o intenso fraturamento associado a cimentação tornam as zonas de falha potencialmente selantes.

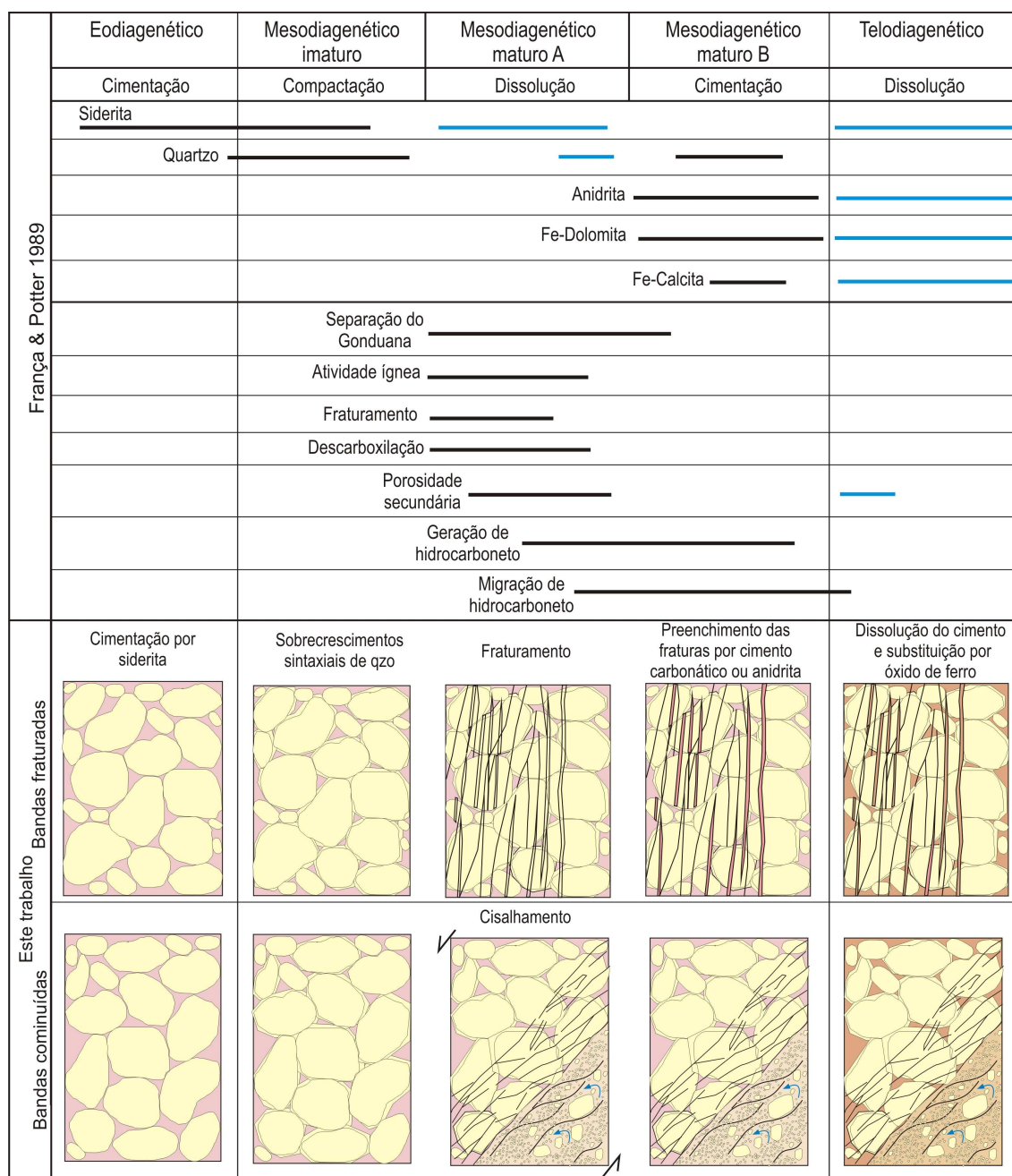


Figura 5.18 – Sequência diagenética proposta para as rochas do Grupo Itararé (França & Potter 1989) e figuras esquemáticas com o modelo de evolução das bandas de deformação correlacionados com os eventos diagenéticos. Setas azuis indicam rotação dos grãos.

A compartimentação estrutural, definida pelas características microestruturais das bandas de deformação, pode favorecer ou impedir a circulação de fluidos, atuando assim como conduto ou barreira hidráulica respectivamente. Extrapolando os dados microestruturais para o fluxo de fluidos em reservatórios sugere-se que bandas de deformação caracterizadas pelo fraturamento dos grãos serviram como caminho para a circulação de fluidos durante um período da mesodiagênese. Amostras de subsuperfície analisadas evidenciam o preenchimento das fraturas por calcita, dolomita e/ou anidrita, sugerindo o fechamento posterior desses caminhos por minerais instáveis. O fraturamento ocorreu após a cimentação pela sílica disponibilizada por processos de *pressure solution* durante o início da mesodiagênese. O soerguimento e a exposição dos arenitos permitiram modificações telodiagénéticas que favoreceram a dissolução dos minerais instáveis e o posterior preenchimento das fraturas por hidróxidos de ferro (Fig. 5.18).

O potencial selante das zonas de falha também pode ser identificado pela formação de zonas de *gouge* em bandas de deformação. Ensaios físicos indicam a redução da permeabilidade proporcional à intensidade do cataclasamento e a espessura da zona de *gouge* (Aydin 2000). O principal fator a ser analisado na predição do comportamento hidráulico das bandas de deformação marcadas pela cominuição dos grãos é a existência de zonas danificadas (*damage zones*) que constituem um caminho preferencial para o fluxo lateral nas bordas das zonas de falha (Aydin 2000, Correa 2002). Dessa forma, o potencial selante de bandas de deformação está diretamente relacionado à intensidade da redução granulométrica e conseqüente redução do tamanho e volume de poros.

De acordo com as informações apresentadas na figura 5.18 é possível estimar o *timing* entre a época de abertura e fechamento das fraturas e a época de geração e migração de hidrocarbonetos na bacia. Com base nas informações obtidas pode-se estimar que as bandas de deformação fraturadas e as bandas de deformação com cominuição dos grãos, apresentando zonas danificadas, atuaram provavelmente como conduto na migração de hidrocarbonetos na bacia. A circulação de hidrocarbonetos deve ter ocorrido

durante o final do estágio mesodiagenético maturo A, finalizando com o processo de cimentação durante o estágio mesodiagenético maturo B.

No entanto, o evento deformacional D3, pode ter sido responsável pela reativação de fraturas cimentadas durante a mesodiagênese maturo B, causando a reabertura das barreiras à circulação de fluidos. Tal evento pode ter, eventualmente, favorecido o escape e/ou migração secundária de hidrocarbonetos na bacia.

CAPÍTULO 6

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este capítulo é dedicado à análise das implicações exploratórias relacionadas à anisotropia estrutural superposta as rochas do Grupo Itararé, assim como às principais conclusões obtidas neste estudo. As heterogeneidades estruturais alteram as propriedades permoporosas das unidades reservatório e podem ser identificadas desde a escala de sistema petrolífero até grãos individuais. As heterogeneidades estruturais permitem uma avaliação mais clara e preditiva em atividades de caracterização de reservatórios.

6.1. IMPLICAÇÕES EXPLORATÓRIAS

No âmbito da análise de heterogeneidades em arenitos do Grupo Itararé, os controles deposicionais foram analisados por Vesely (2006). Bocardi (2005) enfatizou as modificações impostas pela evolução diagenética dessas rochas. Devem ser somadas a esses modelos as heterogeneidades estruturais, ou seja, a anisotropia resultante das deformações causadas por eventos tectônicos sin a pós-deposicionais. Essas modificações estruturais podem impactar na circulação lateral de fluidos em reservatórios e na habilidade de falhas atuarem como conduto ou barreira à circulação de fluidos. As barreiras de permeabilidade compartmentam o reservatório em volumes tridimensionais definidos por características próprias de permoporosidade (unidades de fluxo). As fraturas com características condutivas representam caminhos preferenciais de permeabilidade e podem possibilitar a conexão hidráulica entre unidades de fluxo estratigraficamente isoladas.

A investigação de reservatórios naturalmente fraturados através do estudo de análogos mostrou que os afloramentos de arenitos do Grupo Itararé são excelentes laboratórios para a determinação das heterogeneidades estruturais. Dessa forma, as bandas de deformação e suas propriedades petrofísicas (estimadas através da correlação com experimentos realizados por Aydin 2000, Shipton et al. 2002 e Correa 2002) podem ser utilizadas para avaliar

qualitativamente a anisotropia estrutural do Grupo Itararé e fazer previsões quanto ao desempenho dos reservatórios.

As bandas de deformação descritas neste estudo são compostas pelos seguintes componentes microestruturais: zona de *gouge*, zona danificada e fraturas abertas (modo I), conforme descrito no capítulo 5. Os componentes podem apresentar variações na orientação e espessura, podendo também ocorrer associados ou individualmente.

Análises de laboratório de arenitos da Formação Campo Mourão, no campo de Barra Bonita, indicam valores de porosidade inferiores a 9% e permeabilidade menor que 2 mD para a rocha parental não deformada (Campos et al. 1998). Entretanto, análises realizadas em outros poços na bacia (Paulipetro 1982; França & Potter 1989) expressam grande variabilidade nas propriedades petrofísicas, indicando que a porosidade no Grupo Itararé em subsuperfície pode variar de 8% a 20% e a permeabilidade de 1 a 300 mD.

Shipton et al. (2002) relacionaram os principais elementos das zonas de falha com valores relativos de permeabilidade. De modo hipotético, os valores relativos sugeridos no trabalho foram associados aos componentes descritos nas bandas de deformação do Grupo Itararé (Fig. 6.1). O esquema relacionou ainda as informações disponíveis sobre permeabilidade da rocha parental admitidos para o Grupo Itararé (Paulipetro 1982; França & Potter 1989; Campos et al. 1998).

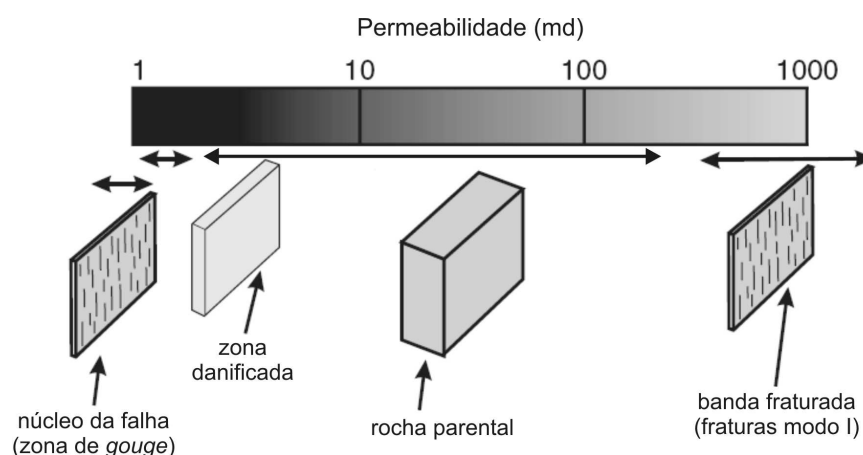


Figura 6.1 - Diagrama esquemático dos elementos de uma banda de deformação e valores relativos de permeabilidade estimados para o Grupo Itararé (adaptado de Shipton et al. 2002).

O potencial selante das bandas de deformação é indicado pela redução drástica da porosidade e permeabilidade em zonas de *gouge*. Essas zonas podem atuar como barreira, uma vez que a redução granulométrica é suficiente para alterar a propriedade de capilaridade ao longo da zona de falha (Fig. 6.2A). Os fatores intensidade de cataclasamento, transferência de argila para o plano de falha (*shale smear*) e modificações diagenéticas devem ser considerados para o desenvolvimento da capacidade selante das bandas de deformação.

O desenvolvimento de zonas danificadas nas bordas da zona de *gouge*, constituídas por grãos que sofreram fraturamento, esmagamento e rotação, pode favorecer o fluxo ao longo da banda de deformação (Fig. 6.2B). Ensaio de petrofísica realizados por Correa (2002) revelaram a grande heterogeneidade na permeabilidade entre as rochas deformadas e não deformadas, com 3 a 4 ordens de magnitude. A simulação numérica de fluxo realizada por esse autor revelou o comportamento selante das bandas de deformação quando dispostas perpendicularmente à direção de fluxo e a canalização do fluxo paralelo às zonas de falha.

As bandas fraturadas constituem o principal caminho para a circulação de fluidos (Fig. 6.2C). A permeabilidade estimada depende da porosidade desenvolvida, tamanho dos fragmentos gerados e da espessura da zona fraturada (Aydin 2000). A associação realizada levou em consideração a ausência de minerais autigênicos preenchendo as fraturas, pois, uma vez preenchidas pelo cimento, essas estruturas perdem sua capacidade como conduto.

A figura 6.2 correlaciona as bandas de deformação descritas para o Grupo Itararé e seus principais componentes microestruturais com os diagramas de permeabilidade idealizados por Aydin (2000). No referido trabalho, o autor propõe que a permeabilidade em zonas danificadas pode aumentar ou diminuir em até 2 ordens de magnitude, enquanto que as zonas de falha com desenvolvimento de *gouge* podem exibir redução da permeabilidade em até 4 ordens de magnitude, comparadas à permeabilidade da rocha parental.

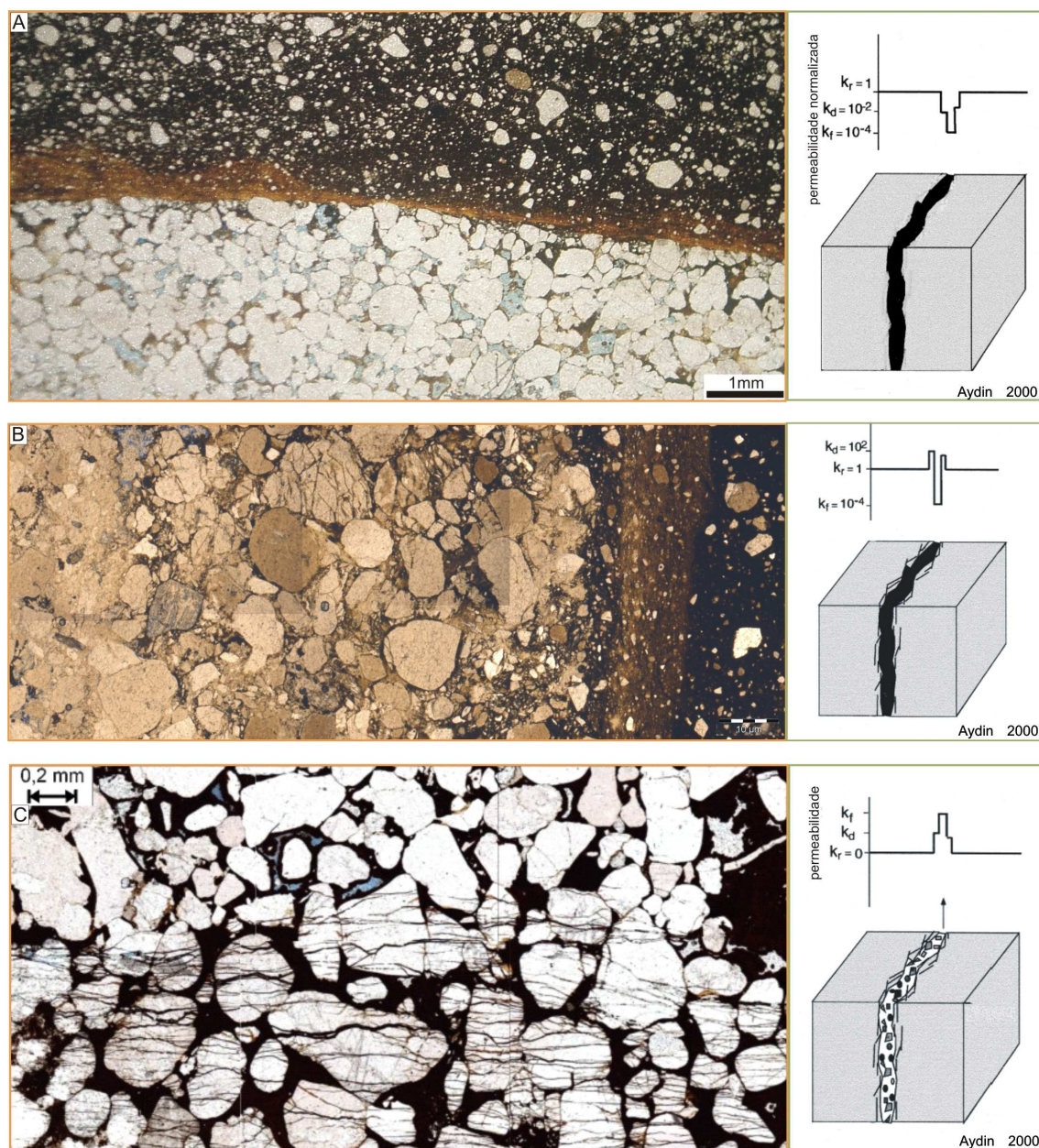


Figura 6.2 – Fotomicrografias das bandas de deformação e sua respectiva correlação com o diagrama idealizado de permeabilidade proposto por Aydin (2000). Sendo, K_r – permeabilidade da rocha parental, K_f – permeabilidade da zona de falha e K_d – permeabilidade da zona danificada. A) Banda de deformação com zona de *gouge* em contato direto com a rocha parental. B) Banda de deformação com zona de *gouge*, zona danificada e rocha parental, notar o aumento relativo de permeabilidade ao longo da zona danificada e a possibilidade de fluxo paralelo à banda de deformação. C) Banda fraturada em contato com sua rocha parental.

O modelo simplificado de heterogeneidade estratigráfica (Vesely, 2006), gerado a partir da análise do Arenito Vila Velha, foi utilizado como base para exemplificar as rotas de circulação em arenitos fraturados do Grupo Itararé (setas cinza, figura 6.3). Os sistemas de fraturas descritos na área (ver item 4.2.2) permitiram estimar as principais direções de fluxo estruturalmente controladas

(setas pretas) e indicar a possibilidade de comunicação entre unidades de fluxo estratigraficamente isoladas (Fig. 6.3).

No arenito Vila Velha, as bandas de deformação fraturadas constituem a principal família de estruturas, orientadas segundo a direção N10E e facilmente identificadas em fotografia aérea (ver figura 4.18). A banda de deformação com cominuição dos grãos foi identificada na área em um importante plano de falha de direção N30E. Essa banda não apresenta o desenvolvimento de zona danificada, constituindo assim uma importante barreira vertical à circulação de fluidos. A figura 6.3 indica a possibilidade de fluxo ao longo da principal família de anisotropias estruturais, sugerindo a conectividade entre as unidades de fluxo deposicionais.

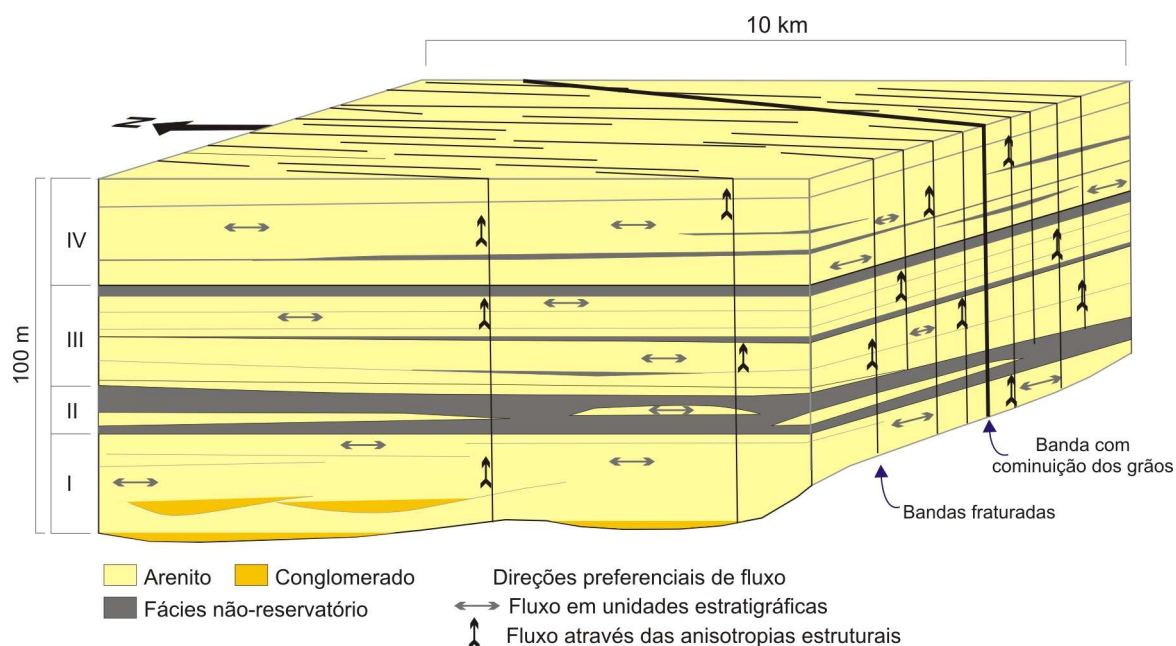


Figura 6.3 – Modelo simplificado da heterogeneidade estratigráfica do Arenito Vila Velha (I, III e IV representam as quatro grandes unidades estratigráficas de fluxo), seccionado pelos elementos responsáveis pela anisotropia estrutural da área (modificado de Vesely, 2006). As setas cinza indicam o sentido de fluxo ao longo das unidades estratigráficas e as setas pretas indicam o sentido de fluxo ao longo das bandas de deformação fraturadas. Observar a ausência de fluxo ao longo da banda de deformação com cominuição dos grãos.

A análise microestrutural aliada à história diagenética (França & Potter 1989; Bocardi 2005) permitiu concluir que as bandas fraturadas serviram como caminho para a circulação de fluidos durante um período da mesodiagênese. O sincronismo entre a época de abertura das fraturas e a época de geração e migração de hidrocarbonetos na bacia deve ter ocorrido durante o final do estágio

mesodiagenético maturo A, finalizando com o processo de cimentação durante o estágio mesodiagenético maturo B (ver figura 5.18).

Numa escala mais abrangente, o efeito benéfico das bandas fraturadas na condutividade hidráulica pode atuar de forma negativa na integridade da camada selante. A maior ou menor eficiência na retenção de hidrocarbonetos depende da espessura, continuidade lateral e grau de deformação das rochas selantes. A questão, não analisada neste trabalho, pode representar uma importante proposta para trabalhos futuros.

O gás constitui um recurso energético estratégico e, em face do cenário político atual torna-se cada vez mais imprescindível que o Brasil descubra, em território próprio, novos campos de gás natural, além de petróleo. Nesse sentido, a investigação de outras acumulações comerciais ou sub-comerciais (a exemplo do campo de Barra Bonita) na Bacia do Paraná representa um importante alvo exploratório. O Grupo Itararé, devido suas condições de soterramento e diagênese, apresenta baixos valores de permoporosidade, tornando a anisotropia estrutural um fator imprescindível para a avaliação da produtividade do reservatório.

6.2. CONCLUSÕES

A análise estrutural multi-escala do Grupo Itararé, na porção centro-leste da Bacia do Paraná, permitiu obter as seguintes conclusões:

- O arcabouço estrutural da área apresenta forte estruturação NW-SE na zona de charneira do Arco de Ponta Grossa
- O flanco sul do arco é marcado pela estruturação N-S, de caráter anastomosado, enquanto que o flanco norte é assinalado pelas estruturas E-W, de caráter retilíneo.
- A área foi submetida a três eventos de deformação principais. O primeiro (D1) transtensivo, de cinemática NE sinistral, estaria relacionado à Orogenia Sanrafaélica, de idade Neopermiana. O segundo (D2) distensivo, estaria relacionado às fraturas de direção NW e a formação do Arco de Ponta Grossa. E o terceiro (D3) transcorrente, teria sido responsável pela

reativação dos planos de falha formados durante os eventos D1 e D2 e neoformação de planos de falha em diques e soleiras.

- Os arenitos do Grupo Itararé exibem proeminentes bandas de deformação, normalmente anastomosadas e mais resistentes ao intemperismo.
- As bandas de deformação formadas em arenitos podem ser subdivididas em dois tipos principais: i) banda fraturada e ii) banda com cominuição dos grãos.
- Bandas fraturadas foram interpretadas como fraturas abertas (modo I) e as bandas com cominuição dos grãos como zonas de cisalhamento rúpteis. O cisalhamento envolveu o desgaste e rotação dos fragmentos gerados previamente pelas fraturas do modo I.
- As zonas de *gouge* podem apresentar grãos sobreviventes em meio a massa de rocha cominuída.
- A catodoluminescência mostrou-se uma boa ferramenta na identificação da deformação em zonas de *gouge*, possibilitando a identificação dos fragmentos gerados durante a cominuição e rotação dos grãos.
- O MEV possibilitou o reconhecimento das microfeições de deformação evidenciando o cisalhamento dos grãos em bandas com cominuição.
- As feições microestruturais podem ser utilizadas como indicadores cinemáticos em lâminas orientadas e seccionadas segundo o plano XZ.
- As amostras de testemunhos apresentam feições microestruturais distintas daquelas observadas em amostras de superfície.
- Foram identificados os minerais autigênicos anidrita, dolomita e calcita preenchendo fraturas em amostras de subsuperfície. Indício de que, no momento do preenchimento das fraturas, não havia sílica disponível.
- A mobilização de sílica durante a compactação mecânica foi consumida na geração de sobrecrecimentos sintaxiais de quartzo, provavelmente antes do fraturamento da rocha.
- O fluxo de água meteórica promoveu a dissolução dos minerais carbonáticos e da anidrita, possibilitando a percolação de óxido de ferro nas fraturas durante a telodiagênese.

- A redução granulométrica e o preenchimento das fraturas por minerais autigênicos tornam as bandas de deformação potenciais barreiras à circulação de fluidos.
- A correlação entre os registros diagenéticos e as fases de deformação superpostas às rochas do Grupo Itararé permitiram estimar o *timing* entre a época de abertura e fechamento das fraturas e a geração e migração de hidrocarbonetos na bacia. Assim, foi possível estimar que as bandas de deformação atuaram como conduto na migração de hidrocarbonetos durante o final do estágio mesodiagenético maturo A, até o processo de cimentação durante o estágio mesodiagenético maturo B.
- O evento deformacional D3, pode, devido à reativação de fraturas, ter sido responsável pela reabertura das potenciais barreiras à circulação de fluidos. Tal evento pode ter, eventualmente, favorecido o escape e/ou remigração de hidrocarbonetos na bacia.

Referências

- Aboarrage, A.M. & Lopes, R.C. 1986. Projeto borda leste da Bacia do Paraná: integração geológica e avaliação econômica. Porto Alegre, CPRM (Relatório Interno).
- Ahlgren, S.G. 2001. The nucleation and evolution of Riedel shear zones as deformation bands in porous sandstones. *Journal of Structural Geology*. V. 23. 1203-1214p.
- Almeida, M.A. De; Stein, D.P.; Melo, M.S. De; Bistrichi, C.A.; Ponçano, W.L.; Hasui, Y. & Almeida, F.F.M. de. 1980. Geologia do Oeste Paulista e áreas fronteiriças dos estados de Mato Grosso do Sul e Paraná. In: Cong. Bras. Geol. 31. Camboriú, 1980. *Anais...Camboriú*, SBG. v.5, p. 2799-2812.
- Antonellini M.; Aydin, A. 1994. Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: Petrophysical Properties. *AAPG Bulletin*, v.78, n.3, p. 355-377.
- Antonellini, M.; Aydin, A. 1995. Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: geometry and spatial distribution. *AAPG Bulletin.*, v.79, p. 642-671.
- Antonellini, M.; Aydin, A.; Pollard, D.D. 1994. Microstructure of deformation bands in porous sandstones at Arches National Park, Utah. *J. Struct. Geol.*, v.16, n.7, p.941-959.
- Assine, M. L. 1996. Aspectos da estratigrafia das seqüências pré-carboníferas da Bacia do Paraná no Brasil. São Paulo. 207 p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Assine, M.L, Perinotto, J.A.J, Fulfaro, V.J., Petri, S. 1998. Progradação deltaica Tibagi no Devoniano médio da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*. 28(2): 125-134.
- Assine, M.L., Soares, P.C., Milani, E.J. 1994. Seqüências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná, sul do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 24: 77-89.
- Assumpção, M. 1992. The regional interplate stress field in South America. *J. Geoph. Res.* n.97, p.11.889-11.903.
- Aydin, A. 1978. Small faults formed as deformation bands in sandstones. *Pure and Applied Geophysics*, 116: 913-930.
- Aydin, A., and A.M. Jonhson. 1978. Development of fault zones of deformation bands and as a slip surface in sandstones, *Pure and Applied Geophysics*, 116, 931-942.
- Aydin, A., 2000. Fractures, faults, and hydrocarbon entrapment, migration and flow. *Marine and Petroleum Geology*. v.17, p. 797-814.
- Appi C.J. & Rostirolla S.P. 2004. Modelagem da anisotropia em sistemas fraturados a partir de estudos de alta resolução na Bacia do Paraná, Brasil. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro. 12(1):125-147.

- Artur, P.C & Soares, P.C. 2002. Paleoestruturas e petróleo na Bacia do Paraná, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. 32(4):433-448.
- Bell, F. G. 1998. *Environmental Geology: Principles and Practice*. Blackwell Science, Oxford. 594 p.
- Bense, V., Balen, R. van. 2003. Hydrogeological aspects of fault zones on various scales in the Roer Valley Rift System. *Journal of Geochemical Exploration* (78– 79) p. 317– 320
- Bergamaschi, S. 1992. Análise sedimentológica da Formação Furnas na faixa de afloramentos do flanco norte do arco estrutural de Ponta Grossa, Bacia do Paraná, Brasil. Dissertação de Mestrado, UERJ, Rio de Janeiro, 172 p.
- Bocardi, L.B. 2005. *Petrologia e aspectos diagenéticos de arenitos reservatórios do Grupo Itararé (Carbonífero-Permiano), Bacia do Paraná*. Dissertação de mestrado. Curso de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná. 103p.
- Borg, I.; Friedman, M.; Handin, J. & Higgs, D.V. 1960. Experimental study of St. Peter Sand: a study of cataclastic flow. In: *Rock Deformation* (edited by Griggs, D. & Handin, J.) *Mem. Geol. Soc. Am.* 79, 133-192.
- Campos L., Milani E., Toledo, M., Queiroz M., Catto A., Selke S. 1998. Barra Bonita: a primeira acumulação comercial de hidrocarboneto da Bacia do Paraná. In: *Rio Oil & Gas Conference. Brazilian Petroleum Institute - IBP*. Rio de Janeiro, Brazil.
- Chester, F.M., Friedman, M., Logan, J.M. 1985. Foliated cataclasites. *Tectonophysics* 111, 139-146.
- Chester, F.M., Logan, J.M. 1986. Implications for mechanical properties of brittle faults from observations of the Punchbowl Fault Zone, California. *Pure and Applied Geophysics* 124, 79-106.
- Chester, F.M., Logan, J.M. 1987. Composite planar fabric of gouge from the Punchbowl Fault, California. *Journal of Structural Geology* 9, (621-634).
- Cladouhos, T.T. 1999a. Shape preferred orientations of survivor grains in fault gouge. *Journal of Structural Geology* 21, (419-436).
- Cladouhos, T.T. 1999b. A kinematic model for deformation within brittle shear zones. *Journal of Structural Geology*. 21, (437-448).
- Correa, F. S. 2002. Caracterização de zona de falhas: exemplo de afloramento na Bacia Sergipe-Alagoas. Dissertação de Mestrado apresentada a UNICAMP, Universidade Estadual de Campinas. Campinas, SP. 154p.
- Costa P.R.C, Jardim de Sá, E.F., Silva, F.C.A. 2005. Análise multiescala de bandas de deformação na região da Serra do Letreiro (Oeste de Jeremoabo/BA). In: *Anais do X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos – X SNET, Boletim de Resumos Expandidos*. Curitiba, Paraná. 526-529p.
- Coward, M; Daltaban, T. S; Johnson, H. 1998. Structural geology in reservoir characterization. Geological Society of London. Special publication 127 London : Geological Society, 266 p.

- Crawford, B.R. 1998. Experimental fault sealing: shear band permeability dependency on cataclastic fault gouge characteristics, in *Structural geology in reservoir characterization*, edited by M.P. Coward, M.P. Daltaban, and T.S. Johnson, pp. 27-47, Geological Society, Special Publications.
- Crider, J.G. and Peacock, D.C.P. 2004. Initiation of brittle faults in the upper crust: a review of field observations. *Journal of Structural Geology*, 26, 691-707.
- Daemon, R.F., Quadros, L.P., Silva, L.C. 1967. Devonian palynology and biostratigraphy of the Paraná Basin. *Boletim Paranaense de Geociências*, 21/22: 99-132.
- Davatzes, N.C., Aydin, A., Eichhubl, P. 2003. Overprinting faulting mechanisms during the development of multiple fault sets in sandstone, Chimney Rock fault array, Utah, USA. *Tectonophysics* 363: 1-8.
- Destro, N. 1994. Release fault: A variety of cross fault in linked distensional fault systems, in the Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, Vol. 17, Nº 5, pp. 615-629.
- DNPM 1986. Mapa geológico do Estado de Santa Catarina. Escala 1:500.000.
- Doblas M. 1998. Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics*. 295: 187-197.
- Engelder, J.T. 1974. Cataclasis and the generation of fault gouge, *Geological Society of America Bulletin*, 85, 1515-1522.
- Engelder, T., 1994, Brittle crack propagation, in : *Continental Deformation*, ed: P. L. Hancock, Pergamon Press, 43-52.
- Eyles, N., Eyles, C.H. & França, A.B. 1993. Glaciation and tectonics in an active intracratonic basin : The Late Paleozoic Itararé Group, Paraná Basin, Brazil. *Sedimentology*, 40: 1-25.
- Fernandes, L.A. 1998. *Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil)*. São Paulo, IGUSP (Tese de Doutorado). 216p.
- Ferreira, F.J.F. 1982. *Alinhamentos estruturais – magnéticos da região centro-oriental da Bacia do Paraná e seu significado tectônico*. Relatório Pauli Petro, Consórcio CESP/IPT Reavaliação da Potencialidade e Prospectividade em Hidrocarbonetos. 143-166.
- Ferreira T.S. & Silva F.C.A. 2005. Microstructural characterization of deformation bands: insights from sandstones of the Potiguar, Sergipe-Alagoas and Tucano Basins – Northeast of Brazil. In: *Anais do X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos – X SNET, Boletim de Resumos Expandidos*. Curitiba, Paraná. 530-532p.
- Folk, R.L. 1968. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, TX: Hemphill, 107p.
- França, A. B. & Potter, P.E. 1988. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (parte 1). *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 2: 147-191.

- França, A.B. & Potter, P.E. 1989. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 2). *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 3: 17-28.
- França, A.B. & Potter, P.E. 1991. Stratigraphy and reservoir potential of glacial deposits of the Itararé Group (Carboniferous-Permian), Paraná Basin, Brasil. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 75: 62-85.
- França, A.B., Winter, W.R. And Assine, M.L. 1996. Arenitos Lapa-Vila Velha: Um modelo de trato de sistemas subaquosos canal-lobos sob influência glacial, Grupo Itararé (C-P), Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 26(1): 43-56.
- Freitas, R.C. 2005. Análise estrutural multitemática do Sistema Petrolífero Irati-Rio Bonito, Bacia do Paraná. Universidade Federal do Paraná. Dissertação (Mestrado). 103p.
- Fúlfaro, V.J.; Saad, A.R.; Santos, M.V.; Vianna, R.B. 1982. *Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: Geologia da Bacia do Paraná: Reavaliação da Potencialidade e Prospectividade em Hidrocarbonetos*. São Paulo, Paulipetro, Consórcio CESP/IPT, p. 75-116.
- Gomes, N.S. & Vortisch, W. 1990. Catodoluminescência: Breve Retrospectiva da Técnica e exemplos de sua aplicação ao estudo de rochas sedimentares. *Revista da Escola de Minas. Ouro Preto*. 44(1):16-27.
- Green, H.W., "Pressure Solution" Creep: Some Causes and Mechanisms, *Journal of Geophysical Research*, 89 (B6), 4313-4318, 1984.
- Groshong, R.H.Jr. 1988. Low-temperature deformation mechanisms and their interpretation. *The Geological Society of America Bulletin*. V. 100, p. 1329-1360.
- Hesthammer, J., Johansen, T.E.S., Watts, L. 2000. Spatial relationship within fault damage zones in sandstone, *Marine and Petroleum Geology*, 17, 873-893.
- Hesthammer, J., Bjørkum, P.A., Watts, L. 2002. The effect of temperature on sealing capacity of faults in sandstone reservoirs: Examples from the Gullfaks and Gullfaks Sør fields, North Sea. *AAPG Bulletin*, v. 86, no. 10, pp. 1733–1751.
- Hobbs, B.E, Means, W.D., Williams, P.F. 1976. An Outline of Structural Geology. John Wiley & Sons Inc. Canada. 571p.
- IPT. 1981. Mapa geológico do Estado de São Paulo. Escala 1:500.000.
- Johns, Mary K.; Laubach, Stephen E. and Milliken, Kitty I. 1997. Syncementation Crack-Tip and Crack-Seal Microtextures and Their Implications for Fracture Connectivity and Porosity Interpretation. AAPG Annual Meeting. Abstract. 56pg.
- Kim Y.; Peacock, D. C. P. and Sanderson D. J. 2004. Fault damage zones. *Journal of Structural Geology*, Volume 26, Issue 3, March 2004, Pages 503-517.

- Knipe, R. J. 1989. Deformation Mechanisms – recognition from natural tectonites. *Journal Structural Geology*. v.11, 127-146.
- Lablaume, P., Sheppard, S., And Moretti, I., 2000, Structure and hydraulic behaviour of cataclastic thrust fault zones in sandstones, Sub-Andean Zone, Bolivia: *Journal of Geochemical Exploration*, v. 69-70, p. 487-492.
- Lablaume P., Sheppard S.M.F, Moretti I. 2001. Fluid flow in cataclastic thrust fault zones in sandstones, Sub-Andean Zone, southern Bolivia. *Tectonophysics*. 340: 141-172.
- Lablaume, P. & Moretti, I. 2001. Diagenesis-dependence of cataclastic thrust fault zone sealing in sandstones. Example from Bolivian Sub-Andean Zone, *Journal of Structural Geology* . 23: 1659-1675.
- Laubach, S.E. 2003. Practical approaches to identifying sealed and open fractures. *AAPG Bulletin*, v.87, n°4, pp 561-579.
- Laubach, S.E., Reed, R.M., Olson, J.E., Lander, R.H., Bonnell, L.M. 2004. Coevolution of crack-seal texture and fracture porosity in sedimentary rocks: cathodoluminescence observations of regional fractures. *Journal of Structural Geology* 26 (2004) 967–982.
- Lister, G.S. & Snoke, A.W. 1984. - S-C Mylonites. *Journal of Structural Geology*. 6(6), pp. 617-638.
- López-Gamundí, O. & Rossello, E.A. 1993. Devonian-Carboniferous unconformity in Argentina and its relation to Eo-Hercynian orogeny in southern South America. *Geologische Rundschau*, 82:136-147.
- Maack, R.A. 1946. Geologia e geografia da região de Vila Velha (Paraná) e considerações sobre a glaciação carbonífera no Brasil. *Arquivos do Museu Paranaense* 5, 1-305.
- Maack, R. 1947. Breves notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, 2: 63-154.
- Maack, R. A. 1950-51. Vestígios pré-devonianos de glaciação e a seqüência de camadas devonianas no estado do Paraná. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*. 5-6 p. 197-230.
- Magnavita, L.P. 1992. Geometry and Kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, NE Brazil. Thesis submitted to the University of Oxford, Oxford. U.K. 493p.
- Magnavita, L.P. 2000. Deformation mechanisms in porous Sandstones: Implications for Development of Fault Seal and Migration Paths in the Recôncavo Basin, Brazil. In M.R.Mello and B.J. Katz, eds., *Petroleum systems of South Atlantic margins*. AAPG Memoir 73, p. 195-212.
- Maltmann, A. 1987. Shear zones in argillaceous sediments in experimental study. In Jones, M.E. and Preston, R.M.F. (eds). *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*, London, GSSP, n.29, p. 77-87.
- McClay, Ken & Bonora, Massimo. 2001. Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems. *The American Association of Petroleum Geologists, AAPG Bulletin*. V. 85. P. 233-260.

- Milani, E.J., França, A.B. & Schneider, R.L. 1994. Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 8: 69-82.
- Milani, E.J. 1997. Evolução Tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu Relacionamento com a Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana Sul-ocidental. Porto Alegre. 255 p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul).
- Milani, E.J. & Ramos, V.A. 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências* 28(4): 473-484
- Milani, E.J. and Zalan, P.V., 1999, An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America: Episodes, v. 22(3), p. 199-205.
- Milani, E.J. & Thomaz Filho, A. 2000. *Sedimentary basins of South America*. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; and Campos, D.A. (Eds.), Tectonic evolution of South America. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, pp. 389-452.
- Milani, E.J. 2004. Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: V. Mantesso-Neto et al. (eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, São Paulo, Beca, p. 266-279.
- Mineropar 1997. Mapa geológico do Estado do Paraná. Escala 1:650.000.
- Moretti, I., Labaume, P., Sheppard, S., and Boulègue, J. 2002. Compartmentalisation of fluid flow by thrust faults, Sub-Andean Zone, Bolivia. *Tectonophysics* 348: 5-24.
- Nelson, R.A. 1985. *Geologic analysis of naturally fractures reservoir* (Contribution in Petroleum Geology and Engineering; v1). Gulf Publishing Company, 320 p.
- Northfleet, A.A.; Medeiros, R.A.; Muhlmann, H. 1969. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. *Bol. Téc. da Petrobrás*, n. 13 (3), p. 291-346.
- Oliveira, M.J.R. 1991. Análise do comportamento da zona de falha Cubatão-Lancinha na Bacia do Paraná. Dissertação de Mestrado, UFOP, Ouro Preto, 144p.
- Paula e Silva, F., Chang, H.K., Caetano-Chang, M.R. 2005. Estratigrafia de subsuperfície do Grupo Bauru (K) no Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, 35:77-88.
- Paulipetro, 1982. Relatório final das análise do poço Cuiabá Paulista nº 1 (2-CB-1-PR). São Paulo, Paulipetro (Consortio CESP/IPT), Relatório RT 157/82.
- Parnell, J., Watt, G.R., Middleton, D, Kelly, J., Baron, M. 2004. Deformation band control on hydrocarbon migration. *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 74, N° 4, P. 552–560.

- Perdoncini, L.C. 1997. Diamantes do Rio Tibagi, Paraná: Fonte no Grupo Itararé. Curitiba. 144 p. (Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná).
- Petit J.P. 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*. 9, 597-608.
- Petri, S. 1948. Contribuição ao estudo do Devoniano paranaense. DNPM/DGM, Boletim 129: 1-125.
- Price, N. J.; Cosgrove, J. W. 1990. *Analysis of Geological Structures*. Cambridge, 502 p.
- Quintas, M.C.L, Mantovani, M.S.M, Zalán, P.V. Contribuição ao Estudo da Evolução Mecânica da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, RBG. 29-2(217-226).
- Ramsay, J.G. 1980. Shear zone geometry: a review. *Journal of Structural Geology*. 2(1/2):83-99.
- Riccomini, C. 1989. O Rift Continental do sudeste do Brasil. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de doutoramento, 256p.
- Riccomini, C. 1995a. Tectonismo Gerador e Deformador dos Depósitos Sedimentares Pós-Gondvânicos da Porção Centro-oriental do Estado de São Paulo e Áreas Vizinhas. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre-Docência, 100 p.
- Riccomini, C. 1995b. Padrão de fraturamentos do Maciço Alcalino de Cananéia, Estado de São Paulo: relações com a tectônica Mesozóica-cenozóica do sudeste do Brasil. *Rev. Bras. de Geociências*, n. 25(2), p. 79-84.
- Riccomini, C.; Almeida, R.P.; Turra, B.B.; Chamani, M.A.C.; Fairchild, T.R.; Hachiro, J. 2005. Reativação de falha do embasamento causa sismicidade no Permtriássico da Bacia do Paraná. In: *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 10, Curitiba, 2005. *Boletim de Resumos Expandidos...*, p. 18-20.
- Rostirolla, S.P., Assine, M.L., Fernandes, L.A. and Artur, P.C., 2000. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná - o exemplo do alto estrutural de Quatiguá. *Revista Brasileira de Geociências*, 29: 639-648.
- Rostirolla, S.P; Appi, C.J.; Mancini, F.; Kraft, R.P.; Bartoszeck, M.K. 2002. Fraturas controladoras da migração de fluidos nos Arenitos Vila Velha, Grupo Itararé, Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 31:349-356.
- Rostirolla, S. P; Appi, C. J; Vesely, F. F; Trzaskos-Lipski, B; Mancini, F.; Kraft, R. P. 2003. Análise preliminar das rotas de migração de gás no Sistema Petrolífero Ponta Grossa – Itararé (!) na Bacia do Paraná. In: *IX Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, IX SNET, Bol. de resumos expandidos*.
- Rostirolla, S. P.; Vesely, F F; Goraieb, C; Dehira, L K; Galli, V. L. 2006. Potencial Geológico para ESGN na Bacia do Paraná - Bloco Bauru. In: Claudio Goraieb. (Org.). *Métodos e aplicações da estocagem subterrânea de gás natural*. : IPT/FINEP, 2006, v. 1, p. 1-20.

- Sanford, R.M. & Lange, F.W. 1960. Basin-study approach to oil evaluation of Paraná miogeosyncline, south Brazil. AAPG Bulletin, 44: 1316-1370.
- Schneider, R.L., Muhlmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R.A., Daemon, R.A. & Nogueira, A.A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: SBG, 28 Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, 1: 41-65.
- Shipton, Z.K., and Cowie, P.A., 2001, Damage zone and slip-surface evolution over μm to km scales in high-porosity Navajo sandstone, Utah, *Journal of Structural Geology*, v. 23, p 1825-1844.
- Shipton, Zoe K.; Evans, James P.; Robeson, Kim R.; Forster, Craig B.; Snelgrove, Stephen. 2002. Structural heterogeneity and permeability in faulted eolian sandstone: Implications for subsurface modeling of faults. AAPG Bulletin, v. 86, nº 5 pp. 863–883.
- Shipton, Z.K, Cowie, P.A. 2003. A conceptual model for the origin of fault damage zone structures in high-porosity sandstone. *Journal Structural Geology*. 25: 333-344p.
- Sibson, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal Geology Soc. Lond.* 133 (191-213).
- Soares, P.C. 1991. Tectônica sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná – controles. Curitiba (Tese para concurso ao cargo de Professor Titular), Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 131 p.
- Soares, P.C., Landim, P.M.B., Fúlfaro, V.J. 1978. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the brazilian intracratonic basins. *GSA Bulletin*, v.89, p.181-191.
- Soares, P.C., Barcellos, P.E., Cordas, S.M. 1982. Análise, interpretação e integração de lineamentos a a partir de imagens (Radar-Landsat) e suas relações com a tectônica da Bacia do Paraná. São Paulo, Relatório Paulipetro 342/82, Consórcio CESP/IPT.
- Soares, P.C.; Barcellos, P.E.; Csordas, S.M. 1982. Lineamentos em Imagens de Landsat e Radar e suas Implicações no Conhecimento Tectônico da Bacia do Paraná. Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2, Brasília, Anais, Brasília, V. 1, p. 143-167.
- Souza Ferreira G., Chemale Jr., F; Cupertino J.A. 1995. Trama deformacional dos sedimentos argilosos e arenosos da Bacia do Recôncavo, Bahia, Brasil. In: *Anais do V Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos – V SNET, Boletim de Resumos Expandidos*. Gramado, Rio Grande do Sul. P.166-168.
- Steen, Ø., and A. Andresen, Effects of lithology on geometry and scaling of small faults in Triassic sandstones, East Greenland, *Journal of Structural Geology*, 21, 1351-1368, 1999.
- Strugale, M. 2002. Arcabouço e Evolução Estrutural do Arco de Ponta Grossa no Grupo São Bento (Mesozóico): Implicações na hidrodinâmica do Sistema Aquífero Guarani e na Migração de Hidrocarbonetos na Bacia do Paraná. Dissertação de Mestrado apresentada à Universidade Federal do Paraná. Curitiba – PR. 124p.

- Suppe, J. 1985. Principles of structural geology. Prentice-Hall, Inc, New Jersey, 537p.
- Tankard, A.J., Uliana, M.A., Welsink, H.J., Ramos, V.A., Turic, M., França, A.B., Milani, E.J., Brito Neves, B.B., Eyles, N., Santa Ana, H. Wiens, F. Cirbiano, M., Lopez Paulsen, O., Germs, G.J.B., de Wit, M.J., Machacha, T., Miller, R.M. 1995. Tectonic controls of basin evolution in southwestern Gondwana. AAPG Memoir 62, p.5-52.
- Trzaskos-Lipski, B; Rostirolla, S. P.; Vesely, F. F.; Bocardi, L. B.; Mancini, F.; Appi, C. J. 2003. Microtectônica e sua Importância no Estudo da Circulação de Fluidos em Reservatórios Fraturados do Grupo Itararé – Bacia do Paraná. *In: Anais do IX Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos – IX SNET, Boletim de Resumos Expandidos*. Búzios, Rio de Janeiro, p. 361.
- Trzaskos-Lipski, B & Rostirolla, S. P. 2005. Microtectônica de Bandas de Deformação em arenitos Permocarboníferos da Bacia do Paraná. *In: Anais do X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos – X SNET, Boletim de Resumos Expandidos*. Curitiba, Paraná. P. 523-525.
- Trzaskos, B, Vesely, F.F, Rostirolla, S.P.R. 2007. Eventos tectônicos recorrentes impressos no arcabouço estratigráfico do Grupo Itararé na região de Vila Velha, Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*. No prelo.
- Ujiié, K., Maltman, A.J., Sánchez-Gómez, M. 2004. Origin of deformation bands in argillaceous sediments at the toe of the Nankai accretionary prism, southwest Japan. *Journal of Structural Geology* 26: 221-231.
- Van der Pluijm & Marshak. 1997. Earth structure. An introduction to structural geology and tectonics. McGraw-Hill.
- Vesely, F.F. 2006. Dinâmica sedimentar e arquitetura estratigráfica do Grupo Itararé (Carbonífero – Permiano) no centro-leste da Bacia do Paraná. Curitiba. 224 p. Tese de Doutorado, Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná.
- Vesely, F. F.; Trzaskos-Lipski, B.; Rostirolla, S. P.; Appi, C. J.; Figueira, I. F. R. 2003. Aspectos da Evolução Tectono-Sedimentar do Grupo Itararé no Sudeste do Estado do Paraná. *In: Anais do IX Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos – IX SNET, Boletim de Resumos Expandidos*. Búzios, Rio de Janeiro, p. 349.
- Vesely, F.F; Assine, M.L.; Rostirolla, S.P. 2005. Deformação Penecontemporânea no Grupo Itararé, Bacia do Paraná: Estilos Estruturais, Dinâmica Sedimentar e implicações paleogeográficas. *In: Anais do X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos – X SNET, Boletim de Resumos Expandidos*. Curitiba, Paraná. P. 15-17.
- Vieira, A.J. 1973. Geologia do centro e nordeste do Paraná e centro-sul de São Paulo. *In: Anais do XXVII Congresso Brasileiro de Geologia*. Aracaju – SE. V.3, p. 259-277.
- Willians, P.F., Goodwin, L.B., Ralser, S. 1994. Ductile Deformation Processes. *In: Hancock, P.L. (Ed.) Continental Deformation*. Pergamon Press. 1-27p.

- Zalán, P.V., Wolff, S., Conceição, J.C.J., Astolfi, M.A.M. & Vieira, I.S. 1987. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. In: SBG, Simpósio Sul-brasileiro de Geologia, 3, Curitiba, Atas..., v. 1, p. 441-477.
- Zalán, P.V.; Wolff, S.; Astolfi, M.A.M.; Vieira, I.S.; Conceição, J.C.J.; Appi, V.T.; Neto, E.V.S.; Cerqueira, J.R.; Marques, A.; 1990. The Paraná Basin, Brazil. Tulsa: AAPG Memoir 51, p. 681-708.
- Zalán, P.V. 2004. Evolução Fanerozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras. In: V. Mantesso-Neto et al. (eds.). Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, São Paulo, Beca, p. 595-612.
- Van der Pluijm, B.A., Marshak, S. 2003. Earth Structure: An Introduction to Structural Geology and Tectonics. WCB McGraw-Hill Second Edition. 674 pages.